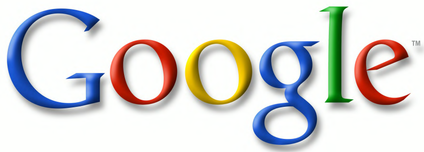



SIGILLUM ACADEMIAE HARVARDIANAE IN NOV·ANG·
CHRISTO ET ECCLESIAE
VE RI TAS

G 12

Société belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe

LES
Volcans de la Terre

PAR

ÉLISÉE RECLUS



PREMIER FASCICULE

Société Belge d'Astronomie

1906

Avant-Propos

Ce répertoire général des volcans de la surface planétaire est une œuvre collective, publiée par les soins de la *Société Belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe*, en vertu d'une décision prise le 9 novembre 1903. Elle ne peut devenir aussi complète et aussi parfaite que l'exige une entreprise de cette nature, sous ce haut et gracieux patronage, qu'à la condition d'être soutenue par les encouragements des autres sociétés savantes, et de s'appuyer sur la collaboration très active de zélés explorateurs. Nous avons le bonheur de dire que notre appel a été déjà entendu et que le concours très efficace de spécialistes éminents nous est assuré.

L'énumération de tous les lieux de la Terre où des observations ont constaté l'existence de centres d'éruption ignée serait immense et nous avons dû nous limiter forcément. Nous avons négligé la description spéciale de tous les massifs de basalte ou de trachyte qui surgissent çà et là, de tous les

volcans parasites qui s'élèvent sur les pentes des grandes saillies d'éruption : désireux d'achever rapidement notre œuvre, nous devons nous borner à l'étude plus ou moins détaillée des massifs.

De même, nous fixant une limite dans la série des âges, nous ne remonterons point au delà des commencements de la période tertiaire. Enfin, nous considérons comme volcans « éteints » tous ceux qui n'ont point eu d'éruption pendant les âges historiques, quand même un reste de l'antique foyer se manifesterait encore par des fumerolles, des sources thermales ou des vibrations d'origine non tectonique.

Évidemment, aucun ordre strict n'a pu être suivi dans l'énumération et l'étude des foyers d'éruption qui se produisent à des intervalles inégaux de temps et d'espace sur la croûte terrestre et sur le fond des mers. Étant de forme sphérique, notre planète n'a point de bornes terminales, et précisément les deux pôles, que l'on pourrait considérer comme les deux extrémités de l'ensemble globulaire, sont encore vierges de pas humains.

Il nous a paru bon de prendre pour point de départ de notre étude les pays vers lesquels remontent nos connaissances historiques les plus lointaines, c'est-à-dire les régions du centre de l'Ancien Monde où se sont déroulés les événements les plus antiques de notre existence comme humanité consciente. L'Iranie, l'Arménie, la Caucasie, l'Asie-

Mineure se présentent successivement dans cet exposé, puis nous aurons à décrire les parages classiques de la Méditerranée où flambent le Vésuve et l'Etna. L'Europe et l'Asie viendront ensuite, puis nous étudierons les guirlandes volcaniques du Kamtchatka, des Kouriles, du Japon, des Philippines, de l'Indonésie, ainsi que les abîmes du Grand Océan et ceux de la mer des Indes. La longue cassure de l'Afrique orientale avec ses volcans latéraux formera les chapitres suivants, et le bassin de l'Atlantique, ses rivages, ses îles et sa bordure antilienne, serviront de transition vers le double continent du Nouveau Monde. Enfin, la description de l'Antarctide, avec ses monts éruptifs explorés déjà, nous révélera peut-être l'existence de volcans encore inconnus brûlant sous la glace des banquises.

Ici, qu'il nous soit permis de formuler un espoir. Nous exprimons le vœu qu'un géologue de notre société ou des sociétés amies ayant fait de l'étude du Volcanisme l'objet spécial de ses recherches, puisse s'appuyer en toute confiance sur nos descriptions diverses pour les résumer en une conclusion, sinon définitive, du moins marquant une date sérieuse dans l'histoire de la science.

ELISÉE RECLUS.

PREMIÈRE PARTIE

ASIE ANTÉRIEURE

CHAPITRE PREMIER

IRANIE

La partie du plateau de l'Asie Antérieure à laquelle on donne spécialement le nom d'Iranie ou de Perse forme la moitié occidentale de l'espace triangulaire qui sépare l'Inde de la Mésopotamie. Les limites de ce massif de hautes terres sont des traits fort nets de l'orographie continentale. Au nord se prolonge, sous différents noms, la grande chaîne médiane qui constitue le « diaphragme » de l'Asie, du Caucase à l'Himalaya; à l'est, les monts dits Soleïman-dagh présentent du côté de l'Indus leurs escarpements et leurs précipices. Au sud s'étend la mer des Indes, continuée au sud-ouest et à l'ouest par le golfe Persique et par les plaines où coulent l'Euphrate et le Tigre. Sur la face du plateau iranien qui domine ces étendues d'origine fluviale, se dressent aussi des montagnes de difficile escalade, séparant deux contrées, deux climats, deux mondes historiques.

A sa pointe nord-occidentale, le plateau d'Iranie est limité d'une manière moins précise : l'Azerbeïdjan, l'antique Atropatène, se continue vers l'Arménie par une région montueuse; même par delà la profonde dépression dans laquelle coule le fleuve Araxe, les alignements de montagnes se prolongent dans la direction du nord-ouest, qui est celle des arêtes principales de l'Iranie [GUKASOV, *Osnovnîa tcherti stroieniga Armianskavo nagorya*. « Traits fondamentaux de la structure des montagnes d'Arménie ». Zapiski kavkazskavo otdiela,

volume XXII, 1903]. Cependant le cours de l'Araxe peut être considéré de ce côté comme la frontière naturelle de l'Iranie.

A l'autre extrémité, c'est-à-dire à l'est, la partie du plateau qui constitue l'Iranie est encore moins bien délimitée et souvent les hautes terres afghanes se trouvèrent englobées dans le domaine politique de la Perse. Cette frontière incertaine est marquée par les grandes montagnes qui dominent Herat et les avant-monts qui les continuent au sud jusqu'à la dépression lacustre et marécageuse du Seïstan; d'autres cavités se succèdent dans la direction du sud, interrompues plus loin par les chaînes côtières du Mekran.

Ainsi délimitée, l'Iranie forme un quadrilatère irrégulier dont la superficie, peu différente de celle du territoire politique de l'Etat persan, est d'environ 1.600,000 kilomètres carrés, trois fois la superficie de la France. Dans son ensemble, le plateau s'incline au sud-est, d'environ 1,200 mètres, au pied de l'Elburz (1), à 500 mètres et moins encore, dans les cavités argileuses du désert de Lut. D'après Khanikov, le point le plus bas de la Perse intérieure serait de 150 mètres, peut-être de 120 mètres seulement au-dessus du niveau marin. Cependant des îles de montagnes s'élèvent au milieu de la grande plaine : tels sont, au nord de Kerman, le Mur kuh et le Kuh Naïband, qui dépassent 2,000 mètres et que recouvrent souvent des neiges [MOLESWORTH SYKES].

Il n'est pas douteux que la plus grande partie du désert persan, actuellement desséchée, n'ait formé une vaste mer intérieure à une époque géologique récente. Quelques bas-fonds, boueux à l'époque des pluies, indiquent encore les fonds de l'ancienne contrée maritime, et les caravanes qui se rendent de Teheran à Kachan sont parfois obligées d'abandonner la piste directe pour suivre à l'ouest la base des montagnes de la Médie. Cette région des plaines, steppes, marécages et déserts, fut la mer dite de Khaver (Kevir), que les légendes musulmanes prétendent avoir disparu subitement le jour de la naissance du Prophète. Au sud-est et à l'est un faîte de hauteurs et des chaînons de montagnes séparent ce bassin maritime de la dépression de Seïstan, dans laquelle vient se déverser le fleuve Hamoun : là se trouve la zone

(1) Conformément à l'orthographe géographique désormais adoptée pour les noms de lieux, la lettre *u* se prononce *ou*.

de partage naturelle entre la région de l'Iranie proprement dite et la lisière orientale du plateau dont les massifs montagneux appartiennent déjà aux remparts extérieurs de l'Inde.

Les roches éruptives de la Perse, éloignées de l'Océan actuel, ont toutes fait éruption dans le voisinage du bassin intérieur de Khaver, qui paraît avoir eu jusqu'à 700 mètres de profondeur dans ses dépressions les plus creuses, à moins que le niveau du socle iranique n'ait subi pendant ces derniers âges de très fortes oscillations.

Aucune description des régions nord-orientales de l'Iranie ne mentionne l'existence de massifs d'éruption dans les montagnes du Khorassan, que visitèrent de nombreux voyageurs, notamment des Russes, appartenant à la nation virtuellement dominatrice de la contrée. Les chaînes parallèles, régulièrement orientées dans le sens du sud-est au nord-ouest, qui constituent cette partie de la grande ligne de faîte asiatique, présentent dans leur ensemble une très grande simplicité d'allures : rangées d'altitudes moyennes (2,000 à 3,500 m.), d'aspect uniforme, strates faiblement infléchies, formations peu variées. Les noms des alignements diffèrent, mais sur un espace d'environ 500 kilomètres, depuis la coupure du fleuve Heri-rud, qui forme la frontière nord-orientale de la Perse, jusqu'à la vallée de l'Atrek, autre frontière du royaume, le rempart montagneux de l'Iranie se présente comme une succession de murs et de fossés intermédiaires d'apparence presque géométrique.

Mais la dépression dans laquelle coule la rivière Atrek, orientée d'une manière générale du nord-est au sud-ouest, témoigne de grands bouleversements qui se sont accomplis dans la structure de la contrée. La chaîne du diaphragme asiatique se continue au nord de l'Atrek, mais en saillies successives et peu élevées, le Kopeh-dagh, le Petit-Balkan, le Grand-Balkan : elle prolonge ce que l'on pourrait appeler l'axe idéal de l'édifice asiatique. On lui donne parfois le nom de « Caucase des Turkmènes » parce qu'elle constitue vraiment la partie transcaspienne de la chaîne caucasique. Entre la pointe de Krasnovodsk, qui termine la saillie asiatique, et la péninsule d'Apcheron, qui est le premier promontoire du Caucase proprement dit, le bassin de la Caspienne est barré par un seuil qui partage en deux les gouffres maritimes. La partie méridionale de la mer, dont la profondeur dépasse 1,000 mètres vers le milieu de la cavité, doit être considérée

comme un abîme d'effondrement; la chute des assises que remplace aujourd'hui la cuvette ovalaire de la Caspienne méridionale aurait compris, à l'est et à l'ouest, des fragments de montagnes que remplacent maintenant des terres alluviales, arrosées à l'est par l'Atrek et le Gurgen, à l'ouest par l'Araxe et la Kura.

La chaîne partiellement effondrée qui limite au sud le bassin méridional de la Caspienne est connue par les Iraniens sous le nom d'Elburz, c'est-à-dire la « Montagne » par excellence, et l'on comprend cette dénomination patriotique, puisque la plupart des grands événements de l'histoire persane ont eu lieu dans les vallées de cette chaîne ou bien immédiatement à sa base, et que de puissantes capitales, Rhagès, Hecatompolis, Teheran, se sont élevées dans son voisinage. L'Elburz, qui présente à la Caspienne les escarpements et les terrasses de son versant septentrional, paraît moins élevé d'un millier de mètres sur le versant opposé, puisque de ce côté, il repose sur le plateau. Les saillies, formées d'assises diverses, calcaires, grès, gypses, se dressent pourtant à 2,000, même à 3,000 mètres au-dessus de leur socle de hautes terres. Mais le sommet dominateur qu'on aperçoit au-dessus de toutes les crêtes de l'Elburz s'est formé précisément à l'angle de la chaîne, qui peut-être a pour origine une cassure du sol, et dans le voisinage immédiat de la mer Caspienne, au bord de son bassin le plus profond, et près d'un autre bassin comblé, le Khaver, qui jadis étendait au loin vers le sud la nappe de ses eaux salines.

Demavend, telle est l'appellation du plus fameux des volcans de la Perse, l'un des plus souvent mentionnés dans l'histoire physique de la planète; pourtant ses éruptions appartiennent toutes à l'époque légendaire.

La grande montagne porta dans l'antiquité grecque le nom de Jasonium, comme la chaîne dont elle fait partie, mais pour les Iraniens, elle fut le Kaçyapa, le pic « éclairé d'abord par le Soleil ». Cette même dénomination s'applique à la mer Kaçyapienne ou « Caspienne », — étendue à sa base. Le nom actuel, sous la forme de Dembavend, apparait pour la première fois dans Moïse de Chorène [SPIEGEL, *Eranische Alterthumskunde*]. Mais, depuis cette époque, le nom a été très diversement écrit, de manière à présenter des significations très distinctes. D'après Houtum-Schindler, la vraie forme serait Dunbâvend, ayant le sens de « Mont de la Fumée » : le caractère volca-

nique du mont serait ainsi bien reconnu par l'étymologie. D'anciennes légendes désignent la montagne sous les formes de Divband, Dîvâvend, Dîbâvend, qui signifient « Demeures des Div ou des Génies aériens ». La petite ville de Demavend, qui très certainement doit son nom à la grande montagne, est située à 25 kilomètres en ligne droite au sud, mais en dehors de la région volcanique, dans un autre bassin que celui où se déversent les eaux issues des hautes neiges.

Le mont superbe, de beaucoup le plus élevé de la chaîne de l'Elburz, est d'origine postérieure aux terrains sédimentaires qui l'entourent. Lors de sa formation, le Demavend semble avoir peu déplacé les couches stratifiées, principalement jurassiques, de la chaîne principale. Des amas de scories ont été rejetés par les crevasses du sol au-dessus du relief antérieur des monts et des plateaux, qui atteignent jusqu'à 2,700 mètres, et l'on peut voir en maints endroits les roches ignées recouvrant les strates calcaires : cependant, on remarque à l'est du volcan une énorme crevasse qui forme à peu près la ligne de séparation entre les matières rejetées du sol et les couches sédimentaires. Les vallées actuelles étaient déjà tracées lors de la première éruption.

Le volcan semble être tout d'un jet. Il s'élève d'une pente régulière jusqu'à la pointe terminale, cône parfaitement dessiné, à l'inclinaison d'environ 28 degrés, au sommet duquel s'ouvre un petit cratère, cuvette de forme ovale ayant 70 mètres de l'est à l'ouest et 40 dans la direction transversale; la cavité, profonde de quelques mètres à peine, est d'ordinaire emplie de neige. En outre, la pente orientale du Demavend montre à l'est les restes d'un ancien grand cratère, dominé par les ruines d'un rempart semi-circulaire ébréché. Des sillons, disposés en forme de collerette, ont été creusés dans les pentes de la montagne par les écoulements boueux des anciennes éruptions et par des torrents glaciaires descendus jadis d'une calotte de névé.

La masse du volcan n'est pas composée de cendres fines, mais de scories et de blocs détachés : quelques petites coulées de lave se sont épanchées du petit cratère, mais la grande ouverture a déversé de longues traînées de matières fondues; c'est aussi de la même brêche du volcan que proviennent les tufs, formés, semble-t-il, par d'anciens débordements de boue. La nature des laves est principalement trachytique. Au nord-est, le massif se prolonge par une chaîne de pitons parasites, et dans un grand nombre des fonds de vallée avoisinants,

surtout à l'ouest, et jusque vers l'angle sud-occidental de la Caspienne, des lits de débris volcaniques ou tufs rappellent les anciennes éruptions [TIETZE]. Quelques piliers de basalte isolés se dressent au milieu de ces anciens amas de cendres, notamment au nord-ouest de Teheran, dans le massif du Siah Kamer. On constate avec intérêt que ces étendues de tuf se trouvent à l'ouest du volcan, c'est-à-dire sous le vent actuel du Demavend : ce serait une preuve que le climat n'a pas changé depuis les temps antiques de l'éruption. Toujours les vents polaires du nord-est et de l'est prévalurent dans ces contrées.

La « Demeure des Dieux », de 2,000 mètres plus élevée que tous les monts environnants, passait naturellement aux yeux des anciens Perses pour la « montagne la plus haute de la Terre » et les poètes en doublaient, en triplaient l'altitude : Ivantchintzov lui donne 5,628 mètres, mais l'état-major russe a récemment fixé la hauteur du mont par des opérations trigonométriques à 5,670 mètres, ce qui est à peu de chose près la hauteur de 20,000 pieds (de Paris), indiquée par Tietze en 1878. Souvent gravie jusqu'au-dessus de la zone des plantes fleuries, la montagne fut escaladée pour la première fois par un Anglais. W. Taylor Thomson, en 1837. Depuis cette époque, les gravisseurs ont été nombreux, Aucher Eloy, Kotschy, Czarnotta, Brugsch, Minutoli, Call-Rosenburg, etc.

Aucun document historique précis ne mentionne d'éruption : les légendes persanes parlent des incendies d'autrefois, mais sans apporter un seul témoignage se rapportant à une époque donnée. Cependant les traditions d'antiques explosions se rapportent évidemment à des événements dont l'homme fut le témoin et qu'il symbolisa. Les épopées persanes nous racontent les combats que les dieux et les héros du Bien et du Mal se livraient au-dessus de la montagne. Le soir du 11 août [STAHL], les villageois de la base gravissent les pentes pour y célébrer, au bord du ruisseau Heraspeï, la mort du tyran Zohak (le Déjocès des Grecs), le monstre légendaire dont les épaules portaient des serpents se nourrissant de cervelles humaines. Des bûchers allumés à cet anniversaire de la victoire de Feridun, brûlent en un vaste incendie, qui rappelle les anciennes éruptions du volcan.

Thomas Herbert, qui visita les abords de la montagne, en 1617, parle, probablement avec exagération, des « fusées qui, pendant les nuits, jaillissent du sommet comme les rayons du soleil. » Actuellement, l'activité du Demavend se manifeste encore par des colonnes de

vapeur, qui s'élèvent fréquemment des fissures du sommet, notamment du cône adventice le Dudi kuh, ou « Morne de la Fumée », situé sur la pente méridionale de la montagne [KOTSCHY]. On peut dire que le volcan est réduit à l'état de solfatare [TIETZE]. Au-dessous de l'altitude de 5,400 mètres, quelques travailleurs indigènes s'occupent à recueillir le soufre des grottes et des fumerolles, et les vapeurs qui s'en dégagent occasionnent souvent, paraît-il, des accidents mortels. Dans la vallée de l'Heraspeï ou Heras, tributaire de la Caspienne, qui coule à l'est de la montagne, jaillissent des eaux chaudes et sulfureuses en abondance : les plus connues sont celles d'Abigerm (Ab-Germ), c'est-à-dire « Eaux chaudes », qui sourdent à 2,040 mètres, à la température de 65 degrés centigrades [STAHL].

D'après Stahl, la « Porte Caspienne », qui méritait le mieux ce nom, était dans la vallée du Heraspeï, là se trouvait le passage principal de l'Elburz, entre la Perse et le versant du nord tourné vers la Caspienne et les steppes du Turan. Au nord-est du Demavend, et en aval de Vane, les eaux de la rivière coulent dans une cluse étroite que défendaient autrefois de puissantes fortifications. Mais tout col de montagne, tout ravin d'accès d'un versant à un autre sont autant de « portes » : on peut en signaler des centaines [GOBINEAU]. Beresford Lovett a cru reconnaître la « Porte » par excellence à 25 kilomètres à l'ouest du Demavend, entre les sources du Lahr et du Yalu : c'est un défilé creusé dans le basalte connu sous le nom de Palang Durvaz ou « Porte de la Panthère ». Au sud du Demavend, un autre défilé de lave forma longtemps barrage et retint en un vaste lac les eaux unies du Lahr et du Dali tchaï. [BERESFORD LOVETT, *Proc. R., Geogr. Soc.*, 1883.]

Quelques massifs basaltiques, témoins d'éruptions anciennes, se succèdent en divers endroits dans la partie de la chaîne qui domine les campagnes de Teheran [KOTSCHY], notamment le Siah Kamer. A l'ouest de l'Elburz et de son massif occidental, le Takht-i Soleïman ou « Trône de Salomon », la région n'a pas encore été méthodiquement explorée au point de vue géologique. Cependant de Filippi [*Note di un Viaggio in Persia*] a constaté que le chaînon du Kaflan-kuh ou « Mont des Tigres », qui se prolonge au nord-ouest de Kasvin, parallèlement à l'Elburz, se compose de marnes redressées et çà et là changées en une sorte de porcelaine par des éruptions de porphyre.

Savalan, au nord, de l'autre côté de la vallée du Kizil-uzen, dans la partie nord-orientale du plateau de l'Azerbeïdjan. Bien que l'histoire ne nous renseigne pas sur l'activité de la montagne, appelée aussi Saveïlan et Seïlan, la nature volcanique ne peut en être mise en doute. Des traces de cratère ont été découvertes [SHEE] sur la croupe du pic suprême, presque constamment recouverte de neige, et d'abondantes sources thermales (40° centigrades) jaillissent à sa base. [ABICH, KHANIKOV.] Son altitude atteint 4,810 mètres d'après Chodzko; d'autres auteurs lui donnent 4,844 et 4,267 mètres. Seul, un chaînon de hauteurs, que domine fièrement son cône, le relie à l'ouest au Kara-dagh. De tous les autres côtés, de larges vallées l'isolent. Parmi les monts disposés en cercle autour de lui, se dresse à l'est la chaîne du Talidj.

D'après Brunhoffer [*Iran und Turan; vom Ural bis zur Ganga*], le Savalan est par excellence la montagne sacrée des sectateurs de Zoroastre et des Aryens, qui portèrent les Védas dans les Indes Le sommet de ce cône est, en effet, le seul point d'où l'on puisse voir la « mer » ou Caspienne, le fleuve Rasa ou Araxe et les monts neigeux de l'Himavat, l'Elburz, conformément au texte de l'hymne 121 du Rig-Veda. Les Iraniens disent du Savalan qu'il possède « l'une des sources du Paradis et l'un des tombeaux du Prophète ».

Sehend ou Sahend, l'un des pics sacrés des Iraniens, domine au sud la ville de Tabriz, capitale de l'Azerbeïdjan. En prenant pour limites occidentales et septentrionales de la montagne, les rives du lac d'Urmiah et la vallée de son affluent l'Adji-tchaï, la circonférence de base du volcan atteint 250 kilomètres. La masse de roches trachytiques surgit d'un socle de calcaires, de schistes, de grès, de conglomérats. L'altitude du pic suprême est évaluée diversement de 3,505 à 3,546 mètres.

Des veines de cuivre et de plomb argentifère se rencontrent sur les versants orientaux et des sources de toute espèce, thermales, froides, acidulées, ferrugineuses, sulfureuses, ruissellent en abondance de toutes parts, notamment au sud de Tabriz, à mi-hauteur du volcan. Tietze n'a point visité le Sehend et ne se prononce pas sur la nature ignée des roches, mais Le Cointe, très affirmatif, nous dit que les parois du Sehend, composées de porphyres, trachytes, tufs et scories, sont évidemment d'origine volcanique.

Les tremblements de terre qui ont fréquemment agité Tabriz et les campagnes avoisinantes sont attribués par les populations à des explosions de gaz dans l'intérieur du Sehend [J. MORIER, KER PORTER, JAUBERT, voir KARL RITTER, *Asien*, vol. IX, p. 857].

De même, on rattache ordinairement au massif du Sehend, comme en communication souterraine avec lui, une caverne profonde, située à l'est de Tabriz, et très riche en acide carbonique, mortel pour les animaux qui s'y aventurent. C'est l'Iskanderieh ou « grotte d'Alexandre » des indigènes. Le grand conquérant y aurait enfermé ses trésors défendus par l'atmosphère empoisonnée.

Chah-i-kuh, le « mont du Roi », n'est que d'une faible élévation relative, comparé au Savalan et au Sehend, mais il est d'une forme superbe. Ses flancs boisés s'élèvent en cône régulier dans une ancienne île du lac d'Urmiah, rattachée maintenant à la côte nord-orientale par un étroit pédoncule. Nulle éruption de ce beau volcan n'a été signalée dans les annales de l'Azerbeïdjan.

L'ensemble des chaînes qui forment, à l'ouest et au sud-ouest, le rebord du plateau de l'Iranie a été désigné par Loftus sous le nom classique de Zagros, adopté depuis par Suess. L'arête la plus orientale est celle dans laquelle s'élève la masse granitique de l'Elvend, entourée de schistes anciens, au milieu desquels jaillirent des masses éruptives [DE MORGAN, *Mission scientifique en Perse*]. A l'ouest se succèdent les plis de calcaires crétacés et nummulitiques, et sur le bord extérieur, vers la plaine, une série de gypses et de couches salines; des gîtes d'asphalte sont associés à ces terrains des avant-monts. Les roches du calcaire nummulitique, fort épaisses, se poursuivent sur de grandes longueurs et sont percées de profondes cluses transversales, défilés en étage qui servirent d'escaliers pour la montée du plateau et que dominent par endroits des *diz* ou rocs presque inaccessibles. C'est au sommet d'un de ces blocs fortifiés que Yezdidjerd, le dernier des Sassanides, trouva longtemps un refuge contre les musulmans vainqueurs [ED. SUESS, trad. de MARGERIE, *La Face de la Terre*, tome Ier, p. 549 et suiv.].

Dans les grandes rangées du Zagros et dans les chaînes parallèles du pays des Bakhtyari, aucun volcan n'avait été mentionné par les voyageurs jusqu'en l'année 1894; toutefois, l'Anglais Sawyer, qui

parcourut le haut Elam, où naissent les rivières Karun et Ab-i-Diz, reconnut l'existence de granits et de roches ignées, et en certains endroits l'évidence d'actions volcaniques récentes parmi les rangées de montagnes de formations modernes situées au nord-ouest du Kuh-i-Rang.

Irene. Une vallée, au pied occidental du Chuturun-kuh, bien arrosée et fertile, a dû être abandonnée par ses résidents arméniens, à cause des tremblements de terre fréquents qui ruinaient leurs demeures et faisaient rouler d'énormes blocs du haut des montagnes. Près d'une petite nappe d'eau pittoresque, le lac Irene, située au centre de la vallée tributaire de l'Ab-i-Diz, un volcan de faibles dimensions présente toutes les apparences d'une action récente.

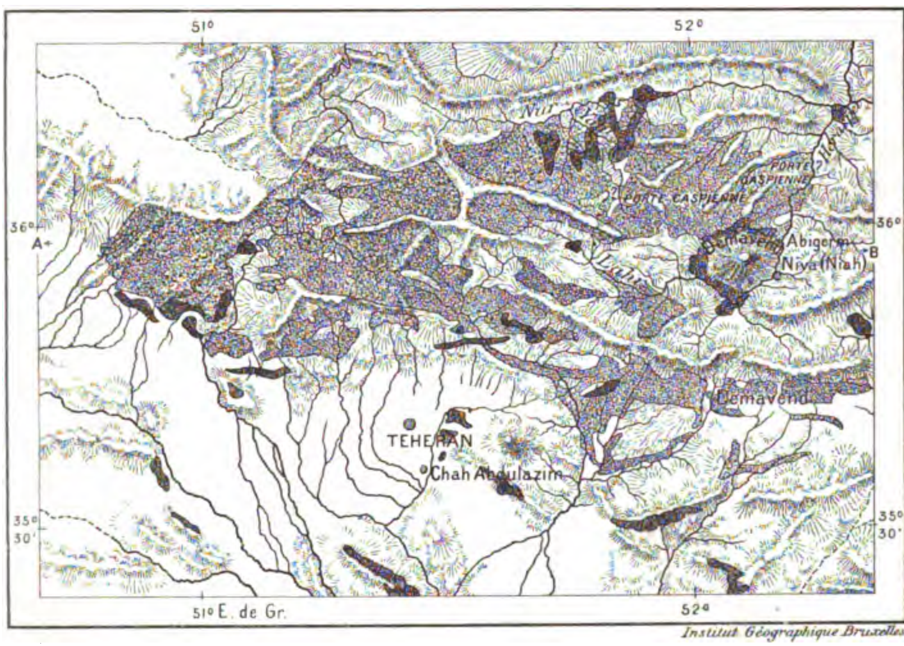
Il est aussi une région que les géologues devront explorer tout spécialement, au nord des terres d'alluvions que le Chatt-el-Arab a portées dans les eaux septentrionales du golfe Persique. En cette contrée, entre les deux villes de Chouster et de Ram Hormuz, se dresserait le mont.

Aderewan*, dont Edrisi parle au XIIe siècle comme d'un Vésuve et d'un Etna, mais seulement d'après des récits légendaires, car lui-même ne voyagea pas dans ces contrées. Ibn-Haukal, qui avait parcouru le Khuzistan au milieu du Xe siècle, nous dit que dans cette même région, à l'est de Ram Hormuz, une « montagne brûlante fume pendant le jour et flamboie pendant la nuit. » (KARL RITTER, *Asien*, t. IX, p. 147.) Est-ce de la montagne Aderewan ou d'un autre massif qu'il s'agit, et faut-il y voir un véritable foyer d'éruption ?

Peut-être cette région, voisine du littoral et souvent agitée par des tremblements d'origine tectonique, aurait-elle aussi ses volcans de boue comme les côtes du golfe d'Oman, de la Caspienne et de la mer Noire. Cependant d'importantes exploitations de soufre, dont les galeries se ramifient dans la montagne au nord du golfe Persique, témoignent en faveur de la nature volcanique du pays. [LEWIS PELLY, *Visit to Lingah, Kishm and Bunder Abbass.*]

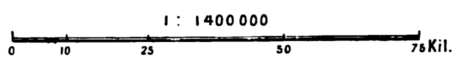
Vers le centre, le plateau d'Iranie est marqué par une chaîne de montagnes à direction très régulière qui se développe parallèlement aux plissements des monts Bakhtyari et coupe toute la Perse méridionale dans le sens du nord-ouest au sud-est, présentant çà et là des

RÉGION VOLCANIQUE DU DEMAVEND.



Institut Géographique Bruxelles





Coupe suivant A.B.



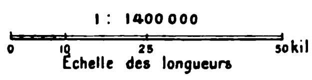
D'après A. F. Stahl *Niveau de la mer Caspienne.*

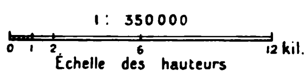
TERRAINS SÉDIMENTAIRES. **TERRAINS VOLCANIQUES.**

Néogène *Jura blanc et brun* *Carbonifère* *Diabases*

Basaltes

Oligocène *Lias* *Devonien* *Tufs*





massifs qui dépassent 2,000 mètres en altitude; quelques-uns des sommets atteignent même la zone des neiges, à plus de 4,000 mètres de hauteur. Cette chaîne n'a pas de nom collectif, mais on pourrait la désigner comme l'axe iranien par excellence, bien qu'elle ne se redresse pas pour former les plus hautes cimes, car elle constitue la saillie la mieux tracée à travers tout le plateau, des frontières de l'Arménie à celles du Balutchistan, et ses roches, auxquelles se sont associés des massifs d'éruption dans les âges relativement modernes, paraissent appartenir à la plus ancienne architecture de la contrée.

Avec la chaîne de l'Elburz, elles contribuent à former la partie la plus vivante de l'Iranie historique, celle qui s'avance en proue de navire, pointant vers le nord-ouest : c'est la région, déjà signalée, où naquirent les cités les plus considérables de la Perse antique, où s'élève aussi la capitale de la Perse moderne. A partir de cette partie fertile et peuplée de la région du haut plateau, le terrain, d'une longueur d'environ 700 kilomètres du nord au sud, s'abaisse graduellement au sud-est vers les étendues d'argile et de sable que le manque d'eau transforme en désert.

A l'intérieur de cette ancienne mer que limitent les montagnes du grand losange iranien, s'élèvent plusieurs massifs que l'on croit ou que l'on sait être d'origine éruptive. Tel est, entre autres, le

Siah kuh ou « Montagne Noire », qui se développe de l'ouest à l'est, parallèlement à l'Elburz, et directement au sud du Demavend, distant de 150 kilomètres. Le mont s'élève à 1,500 mètres environ au-dessus de la plaine, qui s'étend à sa base à l'altitude moyenne de 600 mètres. Les trachytes et les trapps, qui constituent le massif d'éruption, ont surgi du milieu des calcaires et des gypses; mais personne parmi les voyageurs de l'Iranie n'a parlé d'une explosion de la montagne. Pietro de la Valle mentionne le Siah kuh en 1661; Tietze le gravit en 1875.

Kuh-i-Kaleng, autre saillie trachytique, se développe parallèlement au Siah-kuh, à une faible distance au nord-ouest de ce long massif [TIETZE].

Au sud du Siah-kuh, dans la grande chaîne centrale, les chaînons isolés qui s'élèvent au sud, vers Kachan et Ispahan, ne présentent qu'un massif éruptif connu, le

Korud, amas de granulite qui a « manifestement crevé, dis-

loqué et noirci le calcaire pliocène pour passer au travers ». [HOUSSAY, *Annales de Géographie*, 15 avril 1894.] Au sud de Yezd, toujours dans la chaîne centrale de l'Iranie, se succèdent deux autres cônes volcaniques peu élevés :

Kuh-i-Aag pàyan,

Kuh-i-Aag bàlà, également formés de matières meubles, cendres que la légende dit avoir été secouées de ses souliers par un géant courroucé. [H.-B. VAUGHAN, *Recent journey in Eastern Persia*, Proced. Geogr. Soc. Supplementary papers, 1890.]

Par delà le grand désert, les massifs d'éruption se montrent en divers endroits.

Kuh-i-Hazar, la plus haute montagne basaltique du groupe de Kirman, s'élève au sud de cette ville à la hauteur de 4,570 mètres [STIELER]. Oliver Saint John évalue l'altitude du mont seulement à 4,200 mètres.

Dans la direction du sud-est, au pays de Narmachir, se profilent plusieurs chaînes composées en grande partie de roches éruptives, et dans le nombre, il en est dont les cratères sont parfaitement reconnaissables. [POTTINGER, *Travels in Beloochistan and Sinde*.] Plus loin, dans la même direction, le plateau de Sarhad porte aussi d'anciens volcans, entre autres le

Bosman*, au sud de la cavité du Lut, qui fut la partie la plus profonde de la mer intérieure du plateau d'Iranie. Molesworth Sykes, qui gravit le Bosman le 1er janvier 1894 et qui en indique la position à 120 kilomètres environ au nord-nord-ouest de Bampur, partage l'opinion des indigènes qui voient dans cette montagne un cône d'éruption; Vredenburg nous dit que ce cône a conservé quelque activité par ses solfatares (1). Une source thermale sulfureuse abondante jaillit près de la base du mont, dans le village de Bosman, amené, disent les indigènes, par des canaux que creusèrent les génies [POTTINGER.] La légende parle d'un saint, le derviche Kedr, qui serait enfermé dans la montagne : telle est probablement la raison qui a fait donner spécialement au cône volcanique le nom local de Kuh-i-Zendeh ou « montagne de l'Homme Vivant ». [*Geographical Journal*, Dec. 1897.] La vénération que l'on éprouve encore spécialement pour cette « montagne du

(1) Un astérisque désignera dans cet ouvrage les noms des volcans « actifs ».

Feu » provient de ce que, jusqu'à une époque récente, des Guèbres s'étaient maintenus au pied du Bosman, parmi les vainqueurs mahométans.

L'altitude du mont serait de 3.419 mètres (11210') d'après Molesworth Sykes. (1)

Kuh-i-Nauchadur (Nuchader, Nauchada, mots ayant le sens de « sel ammoniaque »), situé au nord du Bosman, serait aussi un volcan d'après Pottinger et Blanford, mais on n'a jamais mentionné ses éruptions. Le nom de ce cône est appliqué à beaucoup d'autres centres éruptifs de cette région, encore imparfaitement explorée. [VREDENBURG.]

Plus au nord encore, un peu au sud de la frontière commune de l'Afghanistan et du Balutchistan, une montagne éruptive semble être restée en communication avec un foyer des matières fondues : c'est le

Kuh-i-Taftan* ou Koh-i-Tafdan le « Bouillant » ou le « Fumant », appelé aussi « volcan de Sarhad » d'après la ville située à sa base méridionale. Il est connu vulgairement sous le nom de Chehel Tan ou « mont des Quarante Esprits », mais on lui donne aussi l'appellation de Kuh-i-Nauchadur comme à son voisin du sud. [VREDENBURG.]

Le sommet se termine par un plateau dont la gibbosité septentrionale est dite Kuh-i-Ziarat ou « Butte des Sacrifices », et qu'une petite dépression sépare du Mader kuh ou de la « Mère Montagne », encore très vénérée de nos jours par les Sarhaddi ou gens de la plaine qui, tout en se croyant mahométans, sont encore adorateurs des forces cosmiques. [*Geographical Journal*, 1897.]

Le Hadji Abdul-Nabi, le premier, signale, en 1844, l'existence de ce volcan et son activité. En 1877, Mac Gregor et Lockwood virent à la distance de 40 milles (64 kil.) la montagne couverte de neige et rejetant de la fumée. Tietze avait émis l'opinion que ces deux voyageurs s'étaient peut-être trompés par l'effet de l'éloignement et avaient pris des nuages pour une manifestation volcanique; mais la question n'est plus douteuse aujourd'hui. En effet, lors de l'ascension de la montagne par Molesworth Sykes et Brazier-Creagh, le 24 déc. 1893, des nuages de fumée sulfureuse jaillissaient de deux ouvertures rappro-

(1) Le pied anglais est indiqué par le signe de l'apostrophe à la fin du nombre.

chées ayant chacune environ 2^m70 de tour. Les laves du Kuh-i-Taftan sont presque sans exception de l'andésite vésiculaire et d'épaisses couches de cendres, sur lesquelles se sont épanchées ces coulées de laves poreuses, semblent indiquer que les éruptions de la montagne ont été relativement récentes. La montagne paraît être, dit Vredenburg, dans le stade des solfatares. D'énormes jets de vapeur, visibles à des distances de plusieurs milles, se produisent à des intervalles réguliers. [*Geographical Journal*, Dec. 1897.] Les gravisseurs ne donnent pas l'évaluation de la hauteur du Kuh-i-Taftan. L'Anglais Ronaldshay, qui le vit de loin, lui attribue 12452' d'élévation, soit 3,798 mètres, tandis que Vredenburg indique comme altitude probable 14490', soit 4,100 mètres. Le diamètre de la masse éruptive est d'environ 40 kilomètres. [VREDENBURG.]

La zone d'éruption marquée par le Kuh-i-Taftan se continue à l'est dans le Baluchistan par d'autres sommets volcaniques, dont le plus considérable, situé au sud-est de la dépression du Hamun et des plaines sableuses qui l'accompagnent, porte le nom de

Kuh-i-Sultan, le « Mont du Roi » : pour les Balutches, ce « roi » par excellence dont la montagne est le trône, serait le « Pir » le plus auguste, le Saint le plus élevé du Ciel, inférieur seulement à Dieu même; pourtant les indigènes se sont rattachés officiellement à l'Islam, mais à la surface seulement: au fond ils ont gardé leur ancienne religion fétichiste. [FERRIER].

Le Kuh-i-Sultan, mentionné pour la première fois par Bellew en 1862, et depuis par plusieurs voyageurs anglais, est un ensemble de masses éruptives ayant à peu près 27 kilomètres dans le sens de l'ouest à l'est et 16 kilomètres du nord au sud; ses pointes les plus saillantes ont en moyenne 2.000 mètres d'élévation, tandis que la cime orientale, le Miri, atteint 2,327 mètres. Ce volcan est complètement éteint, mais semble s'être trouvé dans la période des solfatares à une époque récente. Il ne diffère point du Kuh-i-Taftan dans la série de ses anciens phénomènes et dans la composition de ses laves et de ses cendres. Les couches de pierrailles recouvrent des espaces très étendus et portent des amas de laves rejetés d'abord par explosion et plus tard revêtues par de longues coulées andésitiques. Grâce au manque de cohérence dans les amas de cendres, le travail d'érosion a été fort actif et le cône occidental du massif, creusé jusqu'à la base, a pris l'aspect d'une immense chaudière aux parois multicolores.

A l'est, une dépression profonde sépare le volcan de montagnes voisines et forme une espèce de porte à travers laquelle passe le vent du nord, souvent avec une vitesse d'ouragan, et transportant des nuages de sable. Au sud, les roches du fond sont entièrement couvertes par les dunes mouvantes.

Le « volcan du Roi » est fameux dans l'Orient, par le bruit de tambour que l'on entend parfois à la base de ses rochers et qui ressemble au roulement lointain d'une caisse métallique aux sons variables, tantôt aigu, tantôt profond et sourd : on l'entend parfois pendant des heures durant le silence de la nuit. Vredenburg, campé dans la partie occidentale du volcan, entendit résonner ce tambour magique, dû, pense-t-il, au vent qui réveille les échos des parois caverneuses. On comprend que la montagne sonnante soit considérée comme sainte par les indigènes. Il est défendu, par la tradition, de tuer les serpents que l'on y rencontre dans les rochers : ce sont les génies de la Terre.

Autour du Kuh-i-Sultan s'élèvent des volcans secondaires :

Damodim,

Batil-kuh,

Kuh-i-Dalil, situé, comme les deux précédents, à l'ouest du « Mont Royal ».

Mit-kuh. Celui-ci se dresse isolément au nord du Damodim. Tous ces cônes d'andésites et de cendres appartiennent au même groupe de formation que leur puissant voisin.

Au sud des chaînes parallèles qui constituent l'axe orographique de l'Iranie s'ouvre une vaste plaine, formant jadis une mer intérieure comme les déserts du Lut et du Kevir. Cette plaine est dite de Bampur, d'après la rivière qui la parcourt de l'est à l'ouest et se perd en des salines, et d'après la ville forte de Bampur (530 mètres), située dans la partie orientale du bassin. Comme les autres dépressions iraniennes, celle de Bampur eut au moins une déchirure du sol marquée par un foyer d'éruption. C'est le volcan éteint désigné simplement par les explorateurs du gouvernement anglo-hindou, par l'épithète de

Dormant. Faut-il y voir le Kuh-Homand de cartes antérieures ?

La partie méridionale de la Perse, le long de la côte du golfe Persique et de l'océan Indien, est formée de collines d'origine mésozoïque et

tertiaire, grès, marnes et calcaires, dont les degrés se relèvent inégalement, ici d'une pente assez régulière, là coupés de précipices, de terrasses d'une escalade difficile.

Les dépôts de soufre y sont assez nombreux. Quelle en est la provenance? De même les géologues se demandent si les volcans de boue du Mekran perse et du littoral balutche, qui le continue à l'est, sont d'origine éruptive ou s'il faut y voir de simples fontaines thermales. Au large du port de Djask, une butte d'argile, qui surgit du fond de la mer, est probablement un de ces anciens volcans de boue.

Les phénomènes de bradysismes paraissent être fréquents sur ce littoral et de violents tremblements de terre y ont été ressentis, notamment en 1897. Le 11 février de cette année, 1,400 personnes furent écrasées sous les ruines des maisons dans l'île de Kichm. [LYSAKOVSKI.] Cette côte du Mekran appartient en effet à un « géosynclinal d'effondrement. [SUESS, MONTESSUS DE BALLORE.]

Bibliographie

LIVRES

L'ouvrage le plus important relatif à la géographie des volcans de la Perse est la véritable encyclopédie rédigée par CARL RITTER et comprenant le résumé très détaillé de tous les voyages accomplis dans la contrée depuis les premiers temps de l'histoire d'Iran. Les volumes VII, VIII et IX du grand ouvrage *Erdkunde*, relatifs à l'Asie, qui renferment ce trésor de renseignements, ont été publiés en 1838 et en .

BARBIER DE MEYNARD, *Dictionnaire géographique de la Perse*, extrait de Yagout et complété à l'aide de documents arabes. Paris, 1861, gr. in-8°; autre ouvrage d'importance capitale.

Les anciens livres de voyage relatifs à la Perse ne sont pas cités ici, tous les renseignements qui s'y trouvent au sujet des volcans ayant été incorporés dans les ouvrages plus récents.

Parmi ces derniers nous mentionnons :

NASSIRI KHOSRAN, *Relation du voyage en Perse, en Syrie et en Palestine, en Egypte et en Arabie, fait en l'an 1043-1049;* texte persan, traduit et annoté par CH. SCHEFER. Paris, 1882, gr. in-8°.

MORGAN AND COOTE, *Early Voyages and Travels to Russia and Persia*. By Anthony Jenkinson and other Englishmen, etc. London, 1886, 1 vol. in-8° (publié par la Hakluyt Society).

Tous les livres de voyage qui ont paru depuis cette époque sont également à consulter. Nous signalons surtout :

KHANIKOV, *Mémoire sur la partie méridionale de l'Asie centrale* (en français). Paris, 1861, in-4°.

BRUGSCH (Dr H.), *Reise der K. Preussischen Gesandschaft nach Persia*, 1860 und 1861. Leipzig, 1862, in-8°, avec 1 carte et gravures.

Du même : *Im Lande der Sonne. Wanderungen in Persien.* Berlin, 1886, in-8°.

MELGOUNOV (G.). *Observations sur le bord méridional de la mer Caspienne.* Saint-Pétersbourg, 1863 (en russe). Il a paru une traduction allemande de cet ouvrage, sous le titre de : *Das Südliche Ufer des Kaspischen Meeres* Leipzig, 1868, in-8°.

DE FILIPPI (Prof. F.). *Notte di un Viaggio in Persia nel 1862.* Milano, 1865, in-8°.

GOLDSMID (F.), *Notes on Eastern Persia, etc. Journal of R. Geogr. Soc.*, 1867, XXXVII, p. 269-297 et carte.

Du même : *Journey from Bandar Abbas to Mashhed, by Sistan.* Ibid., 1873, t. LHI, p. 65-83.

Du même : *Notes on recent Persian Travel.* Ibid., 1874, XLIV, p. 185-203.

LEWIS PELLY. *Visit to Singah, Khism and Baunder Abbas. Journ. of the Geogr. Soc.*, 1864, p. 251.

BLANFORD (W. T.), *On the Nature and probable origine of the Superficial Deposits in the Valleys and Deserts of Central Persia*, Quarterly Journal Geol. Soc., 1873, vol. XXIX, p. 493-503.

BELLEW (H. W.), *From the Indus to the Tigris, a Narrative of a Journey through Baloochistan, Afghanistan. Khorassan and Iran.* London, 1874, in-4°.

Eastern Persia : An Account of the Journey of the Persian Boundary Commission, 1870-1872 (Récit de la Commission de délimitation de la frontière perso-afghane, par sir F. Goldsmid, Oliver Saint-John, Beresford Lovett et Evan Smith). London, 1876, 2 vol.

SAINT-JOHN. *Persien, Abriss der physischen Geographie von Persien* : Peterm. Mitt., 1877, p. 66-72.

STOLZE. *Reise im südlichen Persien 1875.* Zeitschrift der *Geogr. Gesellschaft von Berlin*, 1877, nos 69-70, p. 210-214 et carte (par Kiepert), pl. 4.

HOUTUM-SCHINDLER. *Reisen im süd-westlichen und nordlichen Persien*, Zeitschrift der *Geogr. Gesellschaft von Berlin*, 1879, nos 1 et 2, avec 3 cartes.

Le même : *Reisen im südlichen Persien, 1881*, Zeitschrift der *Geogr. Gesellschaft von Berlin*, 1881, n° 4, p. 307-336, avec carte.

Le même : *Reisen im nord-westlichen Persien*, 1880-1882. *Ibid.*, 1883, n° 4, p. 320-344 (avec 3 cartes).

MAC GREGOR'S *Reise durch das östliche Persien. Globus*, 1879, XXXVI, nos 9 et suiv.

STARK (E.). *Six months in Persia*. London, 1882, 2 vol. in-8°.

BERESFORD-LOVETT. *Itinerary notes of route-surveys in Northern Persia in 1831-1882*. Proceed. of R. Geogr. Soc., 1883, p. 57-84.

WELLS (H. L.). *Surveying Tours in Southern Persia. Ibid.*, p. 133-163.

RADDE (GUSTAV). *Reisen an der persisch-russischen Grenze, Tatysch und seine Bewohner*. Leipzig, 1886, in-8°.

DIEULAFOY (J.), *La Perse, la Chaldee et la Susiane*. Paris, 1887, in-4°, avec 2 cartes ; et *Tour du monde*, 1883-1886.

VREDENBURG (V.), *Geological Skatch of the Baluchistan Desert and Part of Eastern Persia*. Memoir of the Geol. Survey of India. vol. XXX, 1901.

Parmi les voyageurs qui ont publié des mémoires spéciaux sur la géologie de la Perse ou sur des questions connexes, il faut donner une place toute spéciale à TIETZE, que l'on doit consulter principalement à propos du Demavend. Voir *Jahrbuch den k. k. geologischen Reichsanstalt*, Wien, 1878, n° 1, Seiten 169, ff. Voir aussi, sur d'autres volcans, *Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt*, 1875, n° 8, et 1877, n° 2 ; *Ausflug nach dem Siah-Kuh in Persien*, Mitt. der k. k. Geogr. Gesell. in Wien, 1875.

Voir aussi les divers mémoires du botaniste KOTSCHY : *Erforschung und Besteigung des Vulcans Demawend*, dans Pet. Mitt., 1859, n° 2; *Der westliche Elburs bei Teheran*, mit. der k. k. Geogr. Gesell. in Wien, 1861. STAHL a publié de sérieuses études géologiques sur les régions septentrionales de la Perse : *Zur Geologie von Persien*, Pet. Mitt., 1897, Ergänzungsheft, n° 122 ; *Von der Kaukasischen Grenze nach Tabriz und Kaswin*, Pet. Mit., 1983, n° 111.

MOLESWORTH SYKES a étudié principalement les parties sud-orientales et centrales de l'Iranie. Voir surtout ses « Voyages en Perse » : *Recent Journeys in Persia*, Geogr. Journal, 1897. déc. ; et *Fourth Voyage in Persia*, 1897-1901, Geogr. Journal, 1902, n° 1, p. 121.

BIBLIOGRAPHIE

Sur la Perse sud-occidentale, voir surtout :

J. DE MORGAN, *Mission scientifique en Perse* (5 vol. en 1904).

FRÉDÉRIC HOUSSAY, *La structure du sol et son influence sur la vie des habitants*, Annales de Géographie, 15 avril 1904.

H. B. VAUGHAN, *Recent Journey in Eastern Persia*, Proceedings of the Geogr. Society. 1890; *Supplementary papers*, III, 1890.

Pour la région du Mekran, voir :

A. W. SCIFFE, *On the Mud craters and Geol. structure of the Makran coast*, Geogr. Journal, vol. IX, 1897.

CARTES

En dehors de celles que contiennent quelques-uns des ouvrages cités plus haut, nous devons mentionner les cartes suivantes :

SAINT JOHN, *Persia compiled principally from original authors*, London, 1876, 6 feuilles au 1/1,013,760.

STEBNITZKY, *Carte de la Perse*, Tiflis, 1879, 18 feuilles, au 1/840,000 (en russe).

STEBNITZKY, *Carte de la Perse, de l'Afghanistan et du Balouchistan*. Tiflis, 1882, 6 feuilles au 1/2,000,000 (carte excellente de l'état-major caucasien, dont la légende est en russe).

Map of parts of Arabia and Persia. Calcutta et London, 1883, 2 feuilles au 1/2,000,000. (Cette carte, publiée par le bureau de la triangulation de l'Inde, contient la partie méridionale de la Perse.)

Map of Persia, en 6 feuilles, published by the Simla department.

L'état-major russe a publié, en 1887, une carte de la Perse au 1/877,000.

KHANIKOV, *Map of Aderbeidjan*, Kiepert, 1862, 1 : 800,000.

STAHL, *Ergänzungsheft* zu Pet. Mit. nº 118.

SAWYER (H. A.), *Reconnoissance Survey of the Bakhtiari Country*, 1890, 1 : 1,000,000.

CURZON, à la fin du Ier volume de son livre *Persia*, paru en 1892, chez Longmans, Green et Co. London, donne une bonne carte de l'Iranie au 1 : 3,810,000.

CHAPITRE II

ARMÉNIE

Ce nom vague d' « Arménie », d'origine arabe, qui chângea souvent de signification politique, et qui s'applique maintenant d'une manière générale à toute la haute contrée que peuplent les Arméniens, en Perse, dans la Turquie d'Asie et dans la Transcaucasie russe, peut être employé aussi pour la région géographique occupant toute la racine de l'Anatolie, circonscrite par les montagnes des Kurdes, le lac Urmiah, les campagnes transcaucasiennes, la mer Noire, le haut Euphrate, la plaine du Tigre, au sud des avant-monts du Taurus, et la vallée du Grand Zab. Cet espace montueux, inégal, à quadruple versant — Caspienne, Pont-Euxin, golfe Persique et plaines intérieures de l'Iranie, — peut être évalué à la superficie d'au moins 400,000 kilomètres carrés. Du côté de l'est, la frontière vraie embrasse,par delà le Tchorok, les montagnes du Lazistan, puis se recourbe autour des sources de l'Euphrate du nord, nées dans le bassin d'Erzeroum, et comprend le massif du Bingöl-dagh, pour se diriger vers l'aigueverse du haut Tigre.

Si les frontières de ce territoire sont imprécises dans les détails, les traits principaux sont d'une grande vigueur : les deux vallées de la Kura et de l'Araxe, qui entament si profondément les massifs de l'Anti-Caucase; les deux bassins lacustres de Gok-tchaï et de Van; enfin les trois dépressions extérieures, disposées en forme de triangle autour de la contrée, la Caspienne, la mer Noire et l'ancienne mer comblée au sud par les alluvions de l'Euphrate et du Tigre. Les foyers

d'éruption volcanique sont nombreux dans cette région, dont ils ont puissamment modifié l'architecture.

Au nord, faisant face aux alignements réguliers du Caucase, les monts de l'Arménie sont limités de la manière la plus précise au point de vue géographique et géologique. Toute la partie moyenne de la vallée que parcourt la Kura se compose de dépôts quaternaires disposés par couches régulières et formant plaine ou pénéplaine, les monts se terminent tous par des promontoires abrupts que des courants d'eau rapides séparent les uns des autres. A l'ouest de Tiflis, dans la haute vallée de la Kura et sur le versant du Pont-Euxin, le pourtour des montagnes arméniennes est moins précis, cependant les terrains qui se développent en un long croissant au sud des avant-monts caucasiens se composent en entier de couches tertiaires, percées çà et là de roches éruptives, diabases, diorites et porphyres que les cartes géologiques russes représentent comme formant des saillies étroites et très allongées dans le sens de l'est à l'ouest.

La grande largeur du plateau montueux d'Arménie et la hauteur de ses remparts et de ses massifs ont eu pour conséquence la formation de grandes dépressions intérieures encore ou jadis emplies par des eaux lacustres. La double mer d'Urmiah, qui se trouve sur le territoire persan, est l'une de ces cavités fermées, dépourvues même de tout ruisseau de sortie vers l'extérieur. Le lac Sevan ou Gok-tchaï, plus haut placé dans les montagnes, a du moins un émissaire qui emporte l'excédent de ses eaux dans le fleuve Araxe. De même le Khaldis-göl et diverses autres nappes d'eau parsemées sur le haut plateau qui sépare les sources de l'Araxe et de la Kura, déversent le trop plein de leurs réservoirs dans l'un ou l'autre des deux fleuves. Quant au lac de Van, presque aussi grand en superficie que le lac d'Urmiah, mais de profondeur plus considérable, il aurait un écoulement souterrain par son extrémité occidentale, au sud du Nimrud-dagh ; les eaux du lac s'épancheraient peut-être dans la rivière de Bitlis, peut-être en quelque autre affluent du haut Tigre.

Les lacs actuels de l'Arménie sont peu de chose en comparaison des mers intérieures qui s'étendaient autrefois entre les différentes chaines. Toute la région centrale, au nord-ouest de l'Ararat, était occupée jadis par de vastes nappes lacustres ayant laissé des traces de leur séjour par les couches d'alluvions de divers âges, qui atteignent en certains endroits une très grande épaisseur.

Ces nappes liquides, divisées en deux lacs principaux, ont été partiellement comblées par les débris qu'ont projetés les volcans des alentours, mais leur assèchement provient surtout du travail d'érosion qui s'est produit dans les vallées fluviales et leur a fourni une issue vers la Caspienne. Ainsi l'Araxe s'est ouvert un premier défilé entre l'Ararat et les montagnes d'Erivan, puis il s'est creusé un passage sinueux et très profond à travers les montagnes maintenant disjointes qui s'élèvent au nord du lac d'Urmiah. De même, la rivière Kura, dont les sources s'entremêlent avec celles de l'Araxe, s'échappe par une étroite et très pittoresque porte de rochers entre les monts Meskhi et les Trialethi, à l'ouest de Tiflis. Il est évident que des grands changements dans l'aspect général de la contrée ont dû se produire par l'effet des comblements de lacs et des érosions fluviales. Mais la physionomie de l'époque géologique due à l'apparition des volcans s'est maintenue dans ses grandes lignes et les foyers d'éruption se montrent toujours dans la majesté de leurs contours au-dessus des vastes plaines, qui remplacent les anciennes mers intérieures.

Des tremblements de terre ont fréquemment secoué les montagnes de l'Arménie, mais c'est principalement au nord, dans la plaine de la basse Kura et dans toute la dépression d'entre Caspienne et mer Noire, que se sont produits les sismes les plus désastreux, notamment autour de Chucha et de Chemakha comme centres. En effet, cette dépression fait partie du grand « géosynclinal » qui se prolonge du golfe Persique à la Méditerranée. [SUESS, MONTESSUS DE BALLORE.]

La partie la moins insuffisamment connue de l'Arménie est la région du nord annexée à l'immense Russie. Les voyageurs, géodésiens, géologues, géographes, ont pénétré dans cette partie de la contrée, surtout du côté de l'ouest, et en ont dessiné les traits; mais, dans le territoire persan et surtout dans les districts turcs de l'Arménie, sauf dans les régions comprises entre l'Ararat, le Bingöl et le Nimrud-dagh, l'œuvre d'exploration est beaucoup moins avancée : les itinéraires scientifiques n'y forment pas encore un réseau complet.

*
* *

La « Montagne-Noire » ou Kara-dagh, qui termine le plateau d'Iranie à l'angle nord-occidental, se compose principalement de masses granitiques et de roches archéennes, mais les formations

éruptives anciennes, diorites, porphyres, mélaphyres, eurent aussi une part considérable dans l'architecture de la contrée. Les basaltes et les andésites de date plus récente sont relativement rares; la carte de Stahl n'en montre que sur le versant méridional de la chaîne, dans la vallée du Ahar-tchaï, un des affluents du bas Araxe. Au nord de la percée que s'est ouverte ce fleuve dans son cours moyen, l'âpre arête de montagnes, qui se redresse immédiatement au-dessus d'Ordubad et qui se dirige vers le nord-ouest, est presque entièrement composé de roches éruptives, diorites et basaltes, dont les plus hautes aiguilles, striées de neige, même en été, dépassent 3,300 mètres; même le Gion-dagh, qui s'élève directement à l'est de la ville arménienne de Nakhitchevan, en dehors de la chaîne majeure, atteint 3,612 mètres de hauteur. Le Kapudjich, dominant l'arête principale, a 3,918 mètres.

L'ensemble de cette chaîne, moins connue sous le nom général de Dar Alagöz (Daralaghez) que par ses diverses appellations locales, présente un aspect de plus en plus jeune par ses formations à mesure qu'il se rapproche du bassin qui renferme les eaux du Gok-tchaï : d'immenses nappes de basalte recouvrent les dômes et les deux versants de l'occident et de l'orient : on ne voit que des champs de laves et de tufs sur un espace de plus de 100 kilomètres de l'ouest à l'est, de la vallée de l'Araxe à celle du Terter.

En se dirigeant vers l'est, parallèlement à la rive méridionale du Gok-tchai, les cônes les plus élevés de cette zone d'éruption sont désignés par Dubois de Montpéreux dans l'ordre suivant :

Guzel-dara-dagh (3,600 m.).

Yanick (3,409 m.).

Djani (3,486.).

Chak-boulak. (3,332 m.).

Dig-beliakan (3,480 m.), mentionné par Dubois sous le nom de Dik-Tchapiliakad.

Ala-Gheliarim. Cette dernière montagne, entourée de lacs et de laguets, que retiennent des murs de lave, a versé jusque dans le voisinage du Gok-tchaï des longs fleuves de matières fondues qui remplissent les vallées : çà et là, des cônes adventices profilent leurs cratères ébréchés d'où les cendres ont été projetées au loin. L'un d'eux,

Adul Assar (3,029 m.) se dresse complètement isolé près de l'angle sud-occidental du lac Gok-tchaï. Le tombeau d'un saint, auquel il doit son nom, couronne la cime écrasée du volcan [DUBOIS DE MONTPÉREUX].

Sur le versant méridional de la chaine des volcans s'étend le vaste bassin du Zangezur, d'une hauteur moyenne de 1,200 mètres, qui fut autrefois un lac à peu près aussi étendu que le Gok-tchaï. Les cendres volcaniques et les conglomérats de scories s'y sont entassés en couches de plusieurs centaines de mètres en épaisseur, que les eaux d'érosion, qui se jettent dans les torrents tributaires de l'Araxe, ont ravinées profondément ; des sources impétueuses, qui s'étaient perdues sous les éboulis, reparaissent au jour en jets magnifiques au-dessus de bancs imperméables. Les terrasses de cendres sont partiellement cultivées en céréales, mais la plus grande surface de la plaine est un immense pâturage, où l'on voit pendant la saison d'été jusqu'à cinquante mille bergers venus avec leurs troupeaux de toutes les vallées environnantes.

Au centre du bassin lacustre de Zangezur se dresse un groupe de montagnes coniques de formation basaltique :

Kizil-Bogaz (3,621 m.).

Ichikli (3,567 m.).

Ketchal-dagh (3,217 m.).

Les laves issues de ces montagnes se terminent en escarpements grandioses, de couleurs et de nuances diverses, gris, verts, bleus, et même d'un rouge écarlate, qui ont été découpés en divers endroits par les eaux d'érosion et par l'action des météores, de manière à former des aiguilles, des pyramides, des pylones, des colonnes inégales. La bourgade de Ghirussi, — le Korîss des Arméniens, — doit son nom, qui signifie « village des Piliers », à son hémicycle prodigieux de pointes et de saillies dentelées dans lequel se groupe l'amphitéâtre de ses maisonnettes à terrasses. Au-dessus, les roches de tuf sont percées de cavernes qui servent d'étables et de greniers aux habitants de Ghirussi [DE SEIDLITZ]. L'ancien bourg était situé à quelques centaines de mètres plus haut, sur le plateau des pâturages. Des fumées s'échappent çà et là des cavernes, mais elles sont dues au séjour de l'homme dans l'intérieur de la roche et non à l'action d'un foyer volcanique [Mad. CHANTRE].

La rangée de montagnes qui limite au nord-est le bassin de Zange-

zur et le sépare de la vallée de la Kura, a reçu le nom de Kara-bagh ou « Jardin Noir ». C'est une contrée où se succédèrent en sens inverse les migrations des peuples et que l'on connaît sous diverses appellations dans l'histoire : Arhan chez les Persans et les Juifs, Ran chez les Arabes, Rani chez les Grousiens. Dans son ensemble, cette chaîne est beaucoup moins élevée que le Dar Alagöz : ses principales cimes varient de 2,000 à 2,500 mètres d'altitude et sont composées de roches éruptives beaucoup plus anciennes ; les éruptions de basalte et d'autres laves relativement modernes ne s'y présentent qu'en massifs étroits et de faible saillie ; mais la région est celle qui dans l'Arménie est la plus fréquemment agitée par des secousses. La plaine de Zangezur fut le centre des sismes du 20 juin 1840.

En se prolongeant vers le nord-ouest au delà du fleuve Terter, le Kara-dagh change de nom et devient le Chah-dagh ou « Mont Royal », dû à l'aspect superbe de ses grands sommets presque toujours neigeux. C'est une des chaînes les mieux connues de l'Asie Antérieure, car de Tiflis on la voit se profiler au loin vers le sud-est, et le chemin de fer principal de la Transcaucasie en longe tous les promontoires avancés, en parcourt les terrasses et les cônes de déjection.

Le Chah-dagh, haut de 3,000 à 3,400 mètres par ses pics les plus élevés, se compose partiellement de dépôts crétacés, disposés en longues bandes, mais la masse principale des rochers est d'origine éruptive : ce sont des diabases, des diorites, porphyres et syénites. Cependant la carte géologique russe signale des éruptions de basalte qui se sont produites çà et là dans l'épaisseur de la chaîne. Le plus grand épanchement de lave s'est produit au sud-ouest de la ville de Yelizavetpol (Elisabethpol), dans la vallée du Kochkar.

Au delà du val de l'Akstafa, où passe la grande route de Tiflis à Erivan, par le col de Delijan, l'arête du Chah-dagh change de nom et constitue un autre domaine géologique.

Le versant méridional de la chaîne plonge en escarpements rapides, même en précipices, en parois verticales vers le grand lac Sevanga, le Gok-tchaï ou « l'Eau Bleue » des Tartares. Ce bassin, entouré de tous les côtés par des monts d'origine éruptive, est une mer d'aspect fort mélancolique, à cause du manque d'arbres et du rude climat. La glace recouvre le lac pendant de longs mois. Il appartient à la région des hauts plateaux, puisque son altitude est de 1,903 mètres [MARKOV].

En réalité, il se compose de deux cuvettes, unies par un seuil d'une trentaine de mètres, le « grand Lac », au sud-est, et le « petit Lac », au nord-ouest, ayant ensemble une longueur d'environ 75 kilomètres. Ce dernier est le plus profond, atteignant 85 mètres vers son extrémité occidentale. Près de là, le courant de sortie, la Sanga (Zanga), emporte en été vers l'Araxe le surplus des eaux lacustres. [DUBOIS DE MONTPÉREUX.]

Immédiatement au nord du golfe d'où s'échappe la Sanga, se montre un monticule de lave noirâtre, haut d'une soixantaine de mètres : c'est le

Sevan, qui porte depuis neuf siècles un monastère arménien d'aspect lugubre, souvent lieu d'exil redouté.

La Sanga forme limite entre des régions distinctes au point de vue géologique. Au nord sont les diabases du Chah-dagh; au sud, à l'ouest, sont les basaltes d'origine récente qui jaillirent des volcans du plateau. [MARKOV.] La plus haute cime de cette chaîne d'éruption en domine l'extrémité septentrionale.

Akhmangam, aux laves multicolores et souvent rayées de neiges; il atteint 3,617 mètres et développe son cratère parfaitement conservé sur un pourtour d'environ 600 mètres. [VOZKOBOINIKOV.] L'Akhmangam donne son nom à l'ensemble du chaînon, dont le lac Goktchaï baigne la base orientale : cette arête ne comprend pas moins de onze pitons volcaniques à cratères visibles, contenant des neiges en hiver, des mares en été. [VOZKOBOINIKOV.]

Les principaux sommets de la chaîne, qui s'alignent au sud de l'Akhmangam, sont les suivants :

Naltapa, volcan à la double cime.

Akh-dagh (3,270 mètres).

Daviaghez, l'égal de l'Akhmangam en hauteur, d'après la carte de Lynch.

Arkhachin ou Arkhachan (3,158 mètres).

Le torrent de Garni (Garni-tchaï), dont les cascades supérieures plongent des flancs de l'Akhmangam et de l'Akh-dagh, parcourt un véritable chaos de basaltes en blocs, en rangées, en colonnades. Les parois de roches brûlées diffèrent par le coloris, rouge, bleu, vert : les

indigènes disent qu'elles ont été peintes par les démons. Un des sites les plus sauvages a été choisi pour la construction du « couvent de l'Enfer », le Kegart ou Aïrivank, creusé partiellement dans le tuf et dans les laves. De nombreux tertres funéraires, appelés « tombeaux des Ogous ou des Géants », s'élèvent en divers endroits de la région. [BERGÉ.]

Entre le pied oriental de l'Akhmangam et la rive lacustre, un groupe volcanique a été nommé d'après sa forme :

Utch-Tapalar ou les « Trois Collines », comme un massif similaire, situé à près de 200 kilomètres au nord-ouest, sur les bords de la haute Kura.

Au sud, la vallée du Vedi (Vedi-tchaï) limite la chaîne de l'Akhmangam, qui reprend plus loin pour former la série de monts volcaniques déjà mentionnés sous le nom de Dar Alagöz. Au nord, un chaînon formant l'éperon occidental des Chah-dagh, est également d'origine éruptive récente. C'est le Dara-Tchiktchak.

L'ensemble des massifs, de sombre aspect, qui forment l'angle occidental des énormes bastions du Chah-dagh se termine par des promontoires d'éruptions basaltiques et par des amas de tufs que les torrents ont étalés dans toutes les cavités du plateau et auquel un ancien lac a mêlé des couches de coquillages. Le bassin en forme de niche latérale dans laquelle est blottie la ville de Gimri (Alexandropol) est en entier empli de pierrailles, de coquilles et de cendres, auxquelles l'eau très abondante de l'Arpa-tchaï et des torrents tributaires donne une singulière fertilité. De toutes parts, les montagnes présentent les traces des éruptions ou des anciennes coulées rocheuses. La ville d'Erivan elle-même, se dressant sur un massif de colonnes basaltiques, appartient à l'ensemble du paysage des volcans. Mais le groupe le plus superbe de la contrée, et celui qui en modifie le plus la forme et le relief, est la haute montagne qui s'élève au sud-est, entre les deux bassins de Gimri et d'Erivan.

Ala-göz ou le « mont Bigarré » (1) se présente en un massif presque isolé, de forme grandiose : en y comprenant les contreforts et les

(1) A moins, comme le pense Carl Ritter (*Asien*, vol. X, p. 436), que ce mot vienne du nom arménien Arakadz ou Aragaz, déjà mentionné par Moïse de Khorène.

saillies produites par les coulées de lave, le pourtour de la montagne est d'environ 150 kilomètres : c'est dire que par la puissance de sa masse il dépasse l'Ararat ; cependant il est moins élevé (4,190 ou 4,095 m. ?) et pendant l'été il est complètement libre de neiges, si ce n'est dans les fissures et les cratères. A l'ouest, il est limité par le cours sinueux et changeant de l'Arpa-tchaï ; au sud, la vallée de l'Araxe le sépare de son rival, le Masis ou Ararat ; à l'est, ses précipices se terminent brusquement au-dessus des gorges où coule l'Abaran-su, affluent de l'Araxe. C'est au nord seulement que l'Ala-göz se rattache aux montagnes du Dara-Tchiktchak, mais par un seuil d'environ 2,100 mètres [LYNCH] qu'emprunte la grande route carrossable d'Alexandropol à Erivan. La butte conique de Golgat, haute de 2,480 mètres, soit de près de 1,000 mètres au-dessus du plateau, occupe le milieu du seuil, immédiatement au nord de la route.

Les flancs rocailleux de l'Ala-göz sont en maints endroits recouverts au bas de la montagne par une belle végétation ; au nord, de belles prairies, très riches en fleurs au printemps, recouvrent les terres noires et fécondes jusqu'à plus de 2,500 mètres ; à 2,160 mètres on voit encore quelques chênes ; les génévriers montent jusqu'à 2,450 mètres [RADDE]. Au sud, les cultures sont aussi fort belles et s'élèvent assez haut sur les pentes de la montagne, mais au sud-est, sur le côté du volcan qui regarde Erivan et Etchmiadzin, on ne voit que des étendues pierreuses.

Le sommet du cône, divisé par de profonds ravins, se montre dans la diversité des nuances qui lui ont valu son nom de « mont Bigarré », du noir verdâtre des obsidiennes au rouge brûlé des scories, à la couleur bleuâtre des basaltes et au blanc grisâtre des pierres ponces, que l'on confond souvent avec la neige, fort abondante en hiver. Le sommet du volcan se divise en pointes « aiguës comme des dents de requin », sur lesquelles les neiges ne peuvent s'attacher [LECLERCQ] : elles croulent dans les gouffres qui furent les anciens cratères et dont le fond est occupé maintenant par de petits lacs. Dubois de Montpéreux raconte que des amas de soufre se sont accumulés au sommet d'une paroi inaccessible : les paysans arrêtés au pied de la roche tirent des coups de fusil sur la soufrière pour en détacher des fragments. Sievers a gravi la cime le plus haute en 1871.

L'Ala-göz possède aussi des « tombeaux de Géants » comme les montagnes d'Akhmangam : d'énormes dalles de trachyte, d'environ

5 m. 50 de longueur, et certainement apportées de main d'homme, recouvrent ces tombes mystérieuses [RADDE et SIEVERS].

Des hautes cimes, la vue est incomparable sur les vastes plaines des alentours, sur l'enceinte de volcans au nord et à l'est et sur le géant Ararat, qui se dresse au sud, de l'autre côté de l'Araxe; c'est peut-être à cause de cet admirable horizon que, par un pieux calembour, les musulmans ont donné à l'Ala-göz le nom d'Allah-göz, « Œil de Dieu ».

Les sources sont fort peu nombreuses sur les pentes recouvertes de cendres, mais elles s'élancent avec force de la base du volcan, aux endroits où les amas du tuf noirâtre reposent sur des couches d'argile imperméable. Ces eaux alimentaient jadis les cultures des villes nombreuses qui parsemèrent la plaine merveilleusement fertile où se rejoignent les trois abondantes rivières, Araxe, Abaran, Sanga.

Au nord du col de Golgat, les monts de Dara-Tchiktchak s'abaissent graduellement vers l'ouest et bientôt après sont interrompus par un seuil qu'emprunte le chemin de fer d'Alexandropol à Tiflis, en passant en souterrain au-dessous d'un col de 2,318 mètres La chaîne se renoue au delà et prend un aspect de grande régularité parce qu'elle est coupée brusquement à l'ouest par les falaises de l'ancienne mer d'Akhalkalaki. Le plateau partiellement érodé par les eaux qui s'étend à l'est vers le Chah-dagh est ainsi très nettement limité. L'ourlet rectiligne du plateau de l'Arménie centrale a reçu des Russes le nom de Gorî Mokrîya ou de « Montagnes Humides », car il reçoit, en effet, les pluies fort abondantes que lui apportent les vents de la mer Noire. Mais cette chaîne mouillée fut autrefois une rangée de montagnes flambantes.

Chichtapa (2,281 m.), puis

Aglagan (3,070 m.) se succèdent au nord-est d'Alexandropol, appuyés sur des contreforts puissants, que circonscrivent de profondes vallées d'érosion. Puis s'alignent du sud au nord :

Karakach (3,109 m.);

Emlekli (3,106 m.), à la pointe conique d'une grande régularité, qui le distingue nettement des sommets voisins;

Agrikar (2,968 m.), qui se termine par une double couronne, reste d'un cratère ébréché. Mais déjà la chaîne se recourbe graduellement vers l'ouest.

Dali-dagh (2,666 m.), qui s'élève à l'angle de la chaîne.

Samsar (3,285 m.) la termine en un superbe promontoire, dressé au-dessus de la plaine d'Akhalkalaki. Le cratère ovale de ce volcan n'a pas moins de trois kilomètres en longueur, et l'une de ses coulées se prolonge au nord-ouest sur la plaine : elle a formé barrage pour le beau lac de Tahiz-khuro, situé à 1,200 mètres plus bas environ et sans écoulement apparent : mais Radde croit à l'existence d'un courant souterrain.

Au delà de ce lac se montre un volcan complètement isolé, le

Tavkoteli (2,809 m.). Toutes ces montagnes sont composées de roches andésitiques et trachytiques [RADDE, VALENTIN].

L'hémicycle que forme la chaîne des Gorî Mokrîya en se recourbant à l'ouest, puis au sud, se termine par le

Grand Abul, masse hardie qui s'élève à 3,302 mètres, soit à 1,500 mètres environ au-dessus de la vaste plaine, jadis lacustre, d'Akhalkalaki : de beaux pâturages revêtent les pentes fort inclinées de la montagne, consistant en roches trachytiques; à la base orientale dort le lac de Toporavan, retenu par les débris d'éjection lancés par le Grand Abul. Le sommet de ce volcan commande un panorama de l'Arménie, que Lynch dit être supérieur en magnificence à celui de l'Ararat lui-même. Immédiatement au sud du Grand Abul, une autre cime d'éruption, depuis longtemps éteinte, le

Petit Abul (2,803 m.), présente aussi un merveilleux tableau, quoique d'étendue moindre. Pour gravir l'une ou l'autre montagne, on part généralement du village du même nom, aux ruelles encombrées de fumier.

A l'est des Gorî Mokrîya, des bassins jadis lacustres forment les bassins supérieurs où naissent les deux rivières Khram et Borchala, rivières d'abord paisibles, puis torrents furieux dans leur traversée des monts Somkhet. Cette chaîne, d'assises paléogènes, nettement découpée en fragments distincts par les cours d'eau, est le prolongement nord-occidental de ces monts du Chah-dagh, qui commencent dans la région du Kara-bagh et se dressent en muraille à l'est du Gok-tchaï. Interrompus par la vallée profonde de l'Akstafa, ces monts se poursuivent au sud de Tiflis et se terminent à l'est de cette ville par le groupe des Trialethi, que domine au sud une arête de volcans

éteints, ayant épanché d'énormes coulées de laves grises. Sur tout le pourtour de ce massif se montrent, alignés en superbes gradins, les ruines des anciens fleuves de scories. En maints endroits, les murs de trachyte présentent l'aspect de forteresses prodigieuses. Des calcaires et des grès d'origine éocène et oligocène forment le socle de ces montagnes en couches d'épaisseur variable.

Toute activité plutonienne a cessé en apparence dans cette contrée pittoresque; cependant les eaux thermales sulfureuses qui ont fait donner son nom à Tiflis (Tpilissi) sont peut-être le témoignage persistant du bouillonnement des laves intérieures. Elles jaillissent au sud-ouest de la ville, dans une fissure où se produit le contact des schistes et du porphyre. De nombreuses sources de même nature naissent en des conditions analogues dans la partie occidentale de la vallée, en amont de Tiflis.

Le domaine de l'activité volcanique relativement récente commence dans la région de campagnes basses, là où la rivière Kura a percé le défilé de Bordjum, et où les ruines des anciennes forteresses se mêlent aux débris des roches volcaniques. L'entrée supérieure du défilé, par laquelle se vidèrent les eaux de l'ancienne mer intérieure d'Akhalkalaki, se voit en aval de la cité d'Akhaltzikh, ancienne place forte, couronnée par une pittoresque citadelle. La roche qui porte les ouvrages militaires ruinés est un amas de coquillages alternant avec des couches de trass et des conglomérats de lave apportés par des inondations des temps géologiques tertiaires et quaternaires. Au pied même de la citadelle, le sol a été percé par un jet de basalte s'épanouissant maintenant sous la forme d'une grande panoplie. [DUBOIS DE MONTPÉREUX.]

Akhaltzikh est commandée au sud par un groupe de volcans désigné sous le nom de

Dokhus-Punar, montagne aux multiples cimes, de hauteur sensiblement égale; la plus élevée atteint 2,995 mètres. Des nombreux cratères, les coulées se sont répandues dans tous les sens vers le bassin d'Akhalkalaki et ses plaines latérales.

Le Dokhus-Punar est presque complètement entouré par un cercle d'eaux courantes que forment la Kura et ses affluents. Il constitue, en réalité, un véritable massif insulaire rattaché aux montagnes tertiaires d'Arzian, dans le massif du Pont, par un isthme étroit ayant l'aspect

d'une muraille; l'altitude en serait à peine inférieure à celle du groupe de cônes d'éruption.

D'autres blocs de volcans s'élèvent, en forme d'îles, au milieu du plateau, constituant le faîte de partage entre le haut bassin de la Kura et celui de l'Araxe. Ces deux blocs isolés sont désignés dans leur ensemble sous le nom de Khaldir, qui appartient aussi à un grand lac, enfermé de tous les côtés par des coulées de laves et des talus de cendres : c'est le Khaldir-göl, haut de 2,089 mètres. Au nord et au nord-est, d'autres lacs, moins élevés, sont épars dans la plaine.

L'ancien volcan qui domine à l'est le Khaldir-göl,

Utch-Tapalar ou les « Trois Collines », se développe, en effet, du nord au sud, comme un mur crénelé, partant de distance en distance des tours ruinées. La pointe la plus élevée de l'Utch-Tapalar atteint 2,984 mètres. Le sommet occidental du massif, de l'autre côté du lac,

Kichir-dagh, est plus élevé : c'est le géant du plateau d'Akhalkalaki. Il s'élève à 3,117 mètres, soit de 1,200 à 1,300 mètres au-dessus des campagnes de l'ancien lac.

Les scories qui forment, avec les cendres, le terrain superficiel du bassin sont en maints endroits comme cimentées par les éléments calcaires mêlés aux débris volcaniques. Dubois de Montpéreux émet l'opinion que les eaux du lac d'autrefois avaient une haute température, et la preuve en serait la puissance d'incrustation que possédaient les ciments naturels du bassin. Quelques buttes s'élevant brusquement de la plaine uniforme témoignent de la poussée de l'ancien foyer volcanique. [LYNCH.] Le village de

Khertvis, situé sur les pentes d'un bloc de laves, au confluent de la Kura et du ruisseau d'Akhalkalaki, reposerait, d'après Dubois de Montpéreux et Lynch, sur les ruines d'un volcan, dont les premières laves, percées en maints endroits par des matières trachytiques, de formation plus récente, ont pris de « fantastiques attitudes ». Plus au sud, sur les bords de la Kura, un lac bleu dit

Sülük ou « lac des Sangsues » serait un ancien cratère. Immédiatement à l'ouest, la rivière passe dans une cluse dont les roches volcaniques fissurées en masses inégales ressemblent à de gigantesques tours. [LYNCH.] La curiosité la plus remarquable de cette contrée est la ville ruinée de Vardzia, la « Forteresse des Roses », adossée à une

paroi de cendres trachytiques, d'environ 300 mètres de hauteur, dans laquelle on a creusé de nombreuses habitations. Les grottes, pareilles à des trous noirs, s'ouvrent en multitude sur les murs blanchâtres des tufs, rayées çà et là par les bancs de scories brunes. Les galeries creusées dans le roc servaient d'habitations, de boutiques, de magasins, d'écuries, appartenant aux habitants d'en bas et à la garnison de la citadelle, dressée jadis au point le plus élevé de la ville. On attribuait à la reine Tamar, souveraine légendaire de la Géorgie, la construction de la célèbre forteresse des Roses, aujourd'hui renversée.

Au sud du groupe volcanique de Khaldir, le haut bassin de l'Araxe forme le prolongement du haut bassin de la Kura, suivant une pente opposée : même aspect d'ancienne étendue lacustre, même amphithéâtre de montagnes se développant sur trois côtés de l'horizon, mêmes cônes insulaires de montagnes éruptives. La partie la plus unie de la contrée est la campagne, déjà mentionnée, d'Alexandropol : là se réunissent, au nord-ouest de l'Ala-göz, toutes les eaux supérieures qui donnent à l'Arpa-tchaï son abondance liquide, plus considérable que celle de l'Araxe, le fleuve qui garde le nom jusqu'à son embouchure dans la mer Caspienne.

Le col de partage entre la Kura et l'Araxe, sur la route d'Akhaltzikh à Alexandropol, se trouve à l'altitude de 2,030 mètres. Au sud d'Alexandropol, la route d'Erivan passe à l'ouest de l'Ala-göz dans une tranchée que dominent des masses de tuf s'élevant de plusieurs centaines de mètres au-dessus de la plaine.

L'espace triangulaire limité par les deux cours d'eau forme une terrasse irrégulière dite le Churangel et parsemée de nombreux cônes éruptifs, tels :

Alaja-dagh (2,696 m.),
Kotur-dagh (2,689 m.),
Jagluga-dagh (2,782 m.),
Hadji-Khalili-dagh (2,766 m.),
Buga tapa-dagh (2,457 m.),

toutes montagnes aux laves très poreuses, ayant projeté des cendres sur tout le pays ; des villages misérables habitent des grottes creusées dans ces amas de tufs. [HAMILTON.] Les débris rejetés par ces cônes forment une terrasse d'un millier de mètres moins élevée qui se dresse

en haute falaise au nord de l'étroite vallée dans laquelle serpente l'Araxe. Les escarpements de la falaise permettent de voir la succession des coulées qui se sont épanchées des bouches d'éruption voisines, au-dessus des marnes et des grès. [LYNCH.] On voit même les traces d'une coulée qui traversa l'Araxe et remonta la pente opposée. Les villages jadis fortifiés de Surmali et de Kara-Kala (Noir-Château) ont été construits sur cette chaîne basaltique de la rive méridionale. Le fleuve, qui coule maintenant dans une gorge de plus de 100 mètres en profondeur au-dessous de la falaise, fut donc arrêté dans son cours et a dû scier peu à peu la digue de laves qui lui barrait le passage. [DUBOIS DE MONTPÉREUX.]

Kars, la cité militaire fameuse, tant de fois prise et reprise, est aussi un point d'éruption volcanique. Ses maisons, ses murailles noires s'élèvent sur un bloc de basalte également noir, et les forts qui limitent le camp retranché couronnent également des monts d'origine éruptive.

La région dont Kars est le centre a tout particulièrement souffert des tremblements du sol. Ani, l'ancienne capitale de l'Arménie, située à l'est de Kars, au pied de l'Alaja-dagh, fut renversée par une secousse sismique au commencement du XIVe siècle : on indique d'ordinaire la date de 1319 pour cet événement. [LYNCH.] Plus au sud, dans la vallée de l'Arpa-tchaï, Bagaran, Erovandachat, furent aussi démolies par les frémissements du sol. Il n'est pas une seule église ancienne élevée dans cette contrée de l'Arménie qui n'ait été « lézardée, fissurée, renversée » par les tremblements de terre. « Des fragments énormes de maçonnerie ont été lancés comme des quilles, abattues par un coup de boule ». [DUBOIS DE MONTPÉREUX.] Toutefois il faut dire que les traditions incertaines se mêlent à la légende dans l'histoire de l'Arménie et qu'on attribue aux violences de la nature de nombreuses ruines qui sont l'œuvre du temps ou des hommes.

L'étroite vallée du haut Araxe, dont la branche septentrionale remonte en dehors du territoire russe dans l'Asie turque, jusqu'au seuil de partage d'Erzerum, où commence le bassin de l'Euphrate, eut certainement, comme le district de Kars, de nombreux foyers d'éruption. La plaine alluviale qui s'étend dans les fonds, sous le nom de Pasin, fut un ancien lac et l'on distingue nettement sur les flancs des montagnes encaissantes les traces des niveaux lacustres successifs.

Les marnes du sol sont recouvertes de tufs et parsemées de blocs volcaniques écoulés des montagnes du nord. La capitale de la vallée,

Hasan kala (1,700 m.), dominée par des fortifications que l'on dit génoises, ce que ne prouve d'ailleurs aucun document historique [CARL RITTER], a, sur la rive droite de l'Araxe, d'« innombrables » et d'abondantes sources thermales, de températures différentes, bitumineuses, ferrugineuses et calcaires; la plus chaude dépasse 40 degrés [BRANT]. Le mont qui commande au nord d'environ 330 mètres la place de Hasan kala est presque entièrement isolé dans la vallée : ce fut un volcan insulaire.

Au nord se dressent de grandes ruines de roches trachytiques. Pas un arbre ne se montre sur les parois et les saillies des montagnes.

La chaîne qui limite l'horizon occidental du plateau de Kars et qui déverse au nord-ouest les premières eaux du Bardus tchaï, l'un des affluents du Tchorokh, est le

Soghanlu-dagh ou Saghanlu, dont l'arête a pour cime principale le piton d'Allah Akbar (3,016 m.). Le village ruiné de Bardus ou Bardes occupe une chaudière volcanique d'un aspect grandiose. Les cimes environnantes formées en partie de sables coquilliers, sont pour la plupart revêtues de laves poreuses, de basaltes et d'obsidiennes; une des parois qui dominent Bardus à l'ouest, paraît être une masse compacte de scories vitrifiées : le voyageur Ouseley y voit la source d'un ancien fleuve de laves qui s'écoula comme une nappe liquide. A droite, à gauche s'élèvent des colonnades de basalte, superposées de terrasse en terrasse, comme des temples gigantesques. La source chaude d'Ab-i-Garm jaillit au bord du torrent. Des forêts de pins et de belles nappes de gazon, fréquemment arrosées par les pluies, qui tombent en abondance dans ces montagnes du Pont, contrastent avec les roches noires et bleuâtres qui font saillie de toutes parts. [HAMILTON.]

Les Alpes du Pont, qui développent leur arête parallèlement au littoral de la mer Noire, entre la basse vallée de Tchorokh et celle du Yichil-Irmak, sur une longueur d'environ 700 kilomètres, consistent en roches granitiques et syénitiques ainsi qu'en assises sédimentaires de grès et de calcaires, appartenant surtout à la période crétacée; mais les géologues y signalent aussi de « petits chaînons éruptifs, des amas

de cônes et de jets mélaphyriques de porphyre amygdalaire ». [DUBOIS DE MONTPÉREUX.] Tchihatchef les qualifie de dolérites et dit qu'elles ont percé les roches surincombantes pendant les âges crétacés.

La carte géologique représente une série de roches éruptives tertiaires comme formant la crête même de la chaîne majeure dans toute la partie limitée à l'est par le Tchorokh, à l'ouest par le Kharchut ou rivière de Tireboli. La ville capitale de la contrée, Trébizonde ou Tirabzon, repose elle-même sur une roche trachytique : de là le nom de Boz Tepe ou de « mont Gris », que lui donnent fréquemment les Turcs. Palgrave nous dit que, dans la région de la crête principale, l'activité volcanique paraît avoir eu lieu avant la période glaciaire : les seuls indices des foyers souterrains seraient les nombreuses sources thermales qui jaillissent à la base des monts et dans les hautes vallées. Le même auteur attribue aussi au volcanisme de la contrée les fréquents tremblements de terre qui en agitent le sol.

***

En remontant la vallée de l'Araxe au delà des gorges d'Ordubad et des promontoires extrêmes du Kara-dagh, on traverse successivement l'Akh-tchaï et le Zangmar-tchaï. Ce dernier cours d'eau, descendu des escarpements du Tandurek, passe vers le milieu de sa vallée au pied d'un rocher dont les talus inférieurs portent la bourgade de

Maku (1,296 m. d'après Lynch, 1,180 m. d'après Kiepert). Cette agglomération pittoresque est un lieu historique fameux, souvent visité par les conquérants et les peuples en marche. Il s'élève sur un talus, au pied d'un rocher percé d'une énorme caverne : on dirait une gueule prodigieuse s'ouvrant pour engouffrer la ville.

La grotte n'a pas moins de 200 mètres de large et l'arcade du cintre se développe d'environ 400 mètres ; un castel habité par un chef kurde s'élevait, au commencement du XIXe siècle, dans le fond même de la caverne. Le toit de l'antre est formé par une puissante coulée de lave qui s'est épanchée sur la roche calcaire ; dans les environs on voit de nombreux puits naturels dont l'eau des torrents a foré le cintre en passant, au-dessous des laves dures, dans la roche inférieure plus friable. Le rocher de Maku est complètement isolé, et les ruisseaux d'irrigation s'unissent autour de ses parois. Au nord, les

chaînons de montagne qui se ramifient dans les campagnes et sur les bords marécageux de l'Araxe appartiennent déjà à la montagne par excellence qui est le centre et la gloire de l'Arménie.

Masis, c'est-à-dire le « Grand », le « Sublime », ainsi que l'appellent les Arméniens, est le massif volcanique aux deux monts inégaux que la géographie classique désigna sous le nom d'Ararat, mot d'origine et de signification discutée. Les Turcs et les Tartares le connaissent mieux par les noms d'Arghi-dagh, « montagne de l'Arche » ou Aghri-dagh, « montagne Escarpée ». Les Persans l'appellent Kuhi-Nuh, « montagne de Noé »; d'après Chardin, ils le disaient aussi Sahat-toppin, la « montagne Heureuse ». Le mot Ararat employé dans l'histoire n'indique pas seulement le double sommet, mais aussi tout le pays des Arméniens; c'est dans ce sens qu'on le trouve employé dans les Septante et dans Josèphe (RITTER). D'ailleurs ce nom d'Ararat voyageait autrefois d'une façon quelque peu indécise dans les géographies de l'Asie antérieure. Carl Ritter énumère encore beaucoup d'autres appellations employées pour le fameux volcan.

Les deux montagnes unies, le Grand Ararat et le Petit Ararat, sont disposées suivant l'alignement du nord-ouest au sud-est, le cône principal étant celui qui s'élève à l'extrémité septentrionale, immédiatement au-dessus de la vallée sinueuse de l'Araxe, dans les campagnes jadis lacustres où le rejoignent la Sanga et l'Abaran. Des villes saintes de l'Arménie, Etchmiadzin, Erivan, des promontoires et des cimes de l'Ala-göz, on voit les deux cimes se succéder dans leur admirable rythme, rayées d'ombre et colorées par la lumière qui se nuance diversement dans l'atmosphère transparente. Le matin, les soirs, une teinte rosée s'étend sur les rochers et les neiges. A la surface de la Terre, il n'est guère de montagne qui se présente plus majestueuse et plus simple de formes. Sur le piédestal commun qui s'élève en pente régulière au-dessus de l'horizon se recourbent harmonieusement les profils des deux montagnes, ici le grand dôme revêtu de neige, là le cône, de hauteur moindre, avec l'échancrure suprême de son cratère.

La hauteur totale de l'Ararat au-dessus de la plaine dépasse 4 kilomètres d'un seul jet, la plaine de l'Araxe, au-dessus de laquelle s'élève le volcan, ayant seulement 832 mètres au-dessus du niveau marin. De loin la coupole principale semble parfaitement arrondie; elle se com-

pose en réalité d'un double dôme, celui de l'est, s'élevant à 5,120 m., tandis que la rondeur occidentale atteint 5,156 mètres. Quant au Petit Ararat, il pointe à l'altitude de 3,921 mètres.

Avec l'ensemble de ses contreforts, le Masis au double cône occupe une superficie d'environ 960 kilomètres carrés, limitée sur son pourtour par les débris de couches dévoniennes et carbonifères qui jadis constituaient le sous-sol de la région, ainsi qu'en témoignent nettement les roches sur lesquelles se sont épanchées les laves de Maku [CHANTRE].

Parfaitement isolée sur sa face du nord et du nord-est par le cours de l'Araxe, au sud-est par les campagnes de Maku, la double montagne est nettement dégagée du côté du sud et du sud-ouest par de profondes dépressions, où naissent, à 2,000 mètres d'altitude environ, de hautes sources de l'Euphrate; un seuil aux douces ondulations et des champs de lave séparent en cet endroit le bassin du grand fleuve et celui de l'Araxe par la rivière de Maku. Le Masis ne se relie en vigueur à d'autres cimes que par un chaînon occidental d'une hauteur moyenne d'environ 2,100 mètres, que l'on désigne spécialement sous le nom d'Aghri-dagh : c'est l'isthme de rochers qui relie le haut volcan à l'ensemble du système anatolien.

Le massif de l'Ararat sépare les trois domaines politiques de la Turquie asiatique, de la Russie et de la Perse. La délimitation des trois empires passe sur le col de Sardar-Bulak, ouvert à l'altitude de 2,445 mètres entre la Grand et le Petit Ararat. Mais les frontières imposées par le canon et déterminées officiellement dans les traités de paix peuvent être modifiées par de nouveaux conflits guerriers et de nouvelles combinaisons diplomatiques, tandis que les habitants eux-mêmes gardent les traditions d'un passé lointain. Pour les Arméniens, le Masis est le centre même de leur pays, depuis l'époque où Noé en fit présent à leur ancêtre Haïk. Et non seulement ils prétendent que la montagne superbe est bien le milieu de leur propre héritage, mais ils voient aussi en elle la borne centrale de tout l'Ancien Monde, et leur prétention se trouve plus justifiée que ne le sont des affirmations analogues chez tant d'autres peuples qui voient dans leur plus haute cime le temple par excellence de l'univers. Ainsi que Humboldt et Ritter le remarquèrent déjà, l'Ararat est bien situé vers le milieu des lignes de plissement qui se poursuivent de l'extrémité méridionale de l'Afrique au détroit de Bering [LECLERCQ].

On sait que chez les fidèles Arméniens, de même que dans les communautés chrétiennes, l'Ararat était tenu en vénération particulière comme la montagne sur laquelle se serait arrêtée l'arche de Noé lors de la baisse des eaux du déluge. Il est vrai que dans l'antiquité d'autres peuples orientaux, au nord et au nord-est de la Chaldée, revendiquaient pour d'autres sommets, situés dans leur propre territoire, l'honneur d'avoir été choisis par Dieu comme la montagne sainte par excellence, de laquelle devait descendre l'humanité nouvelle. Mais peu à peu l'opinion « orthodoxe » s'était prononcée en faveur du Masis. Aussi la croyance s'était-elle fermement répandue que toute ascension du volcan était impossible et que même les tentatives d'escalade seraient châtiées par l'intervention divine, car « la montagne est la sainte mère du monde », disaient les moines d'Etchmiadzin.

Cependant Tournefort essaya de gravir l'Ararat, en 1700, mais son insuccès donna une apparence de raison aux indigènes. Un siècle plus tard, en 1809, Morier échoua également dans sa tentative. L'Ararat fut escaladé, pour la première fois, par Parrot, en 1829, quoique les religieux de la contrée l'aient accusé d'une grossière supercherie. Il avait fait sa montée par le versant du nord. Enfin, seize années plus tard, Abich fit l'ascension du sommet oriental par la voie, plus facile, du nord-est. La première ascension d'importance géodésique fut celle de Chodzko, qui gravit la cime avec cinq compagnons et soixante cosaques : la montée, retardée par l'orage, n'avait pas duré moins de sept jours, puis les travaux de nivellement et de triangulation durèrent cinq jours pleins ; un vrai campement s'était établi sur le haut sommet. Désormais les moines fanatiques du couvent d'Etchmiadzin ne pouvaient plus affirmer que la sainte montagne restait interdite aux pas humains. [*Annuaire du Club alpin français*, 1776.] Les observations d'altitude faites par Chodzko ont été obtenues au moyen de 120 stations faites dans le cercle d'horizon et le plus grand écart entre les diverses hauteurs ne dépassa pas 6 mètres. Les coordonnées de la pyramide du Grand Ararat sont, d'après l'astronome Fedorov :

Latitude N. 39° 42′ 24″, longitude E. de Greenwich 44° 17′ 51″.

La limite inférieure des glaces se trouve, d'après Parrot, Abich et Radde, entre 4,200 et 4,300 mètres. A 4,338 mètres Radde a observé des *draba* en fleur au pied même d'un glacier. La limite des glaces est donc sur l'Ararat d'environ 1,500 mètres plus élevée que sur le

mont Blanc, où cette limite est de 2,800 mètres environ, malgré la faible différence de latitude. C'est à l'isolement de l'Ararat et à l'extrême siccité de l'atmosphère qu'il faut attribuer la fusion si rapide des basses neiges sur le mont Ararat. [CHANTRE.]

La cime du Grand Ararat étant actuellement recouverte de glaces et de neiges, les explorateurs de la montagne n'ont pu en reconnaître le cratère, et l'on suppose qu'il s'est graduellement comblé après l'époque de la grande activité du volcan. Lors de l'ascension de Chodzko, un sondage de 15 mètres n'atteignit pas le roc au-dessous de la neige accumulée. La neige fondante produit d'innombrables ruisselets entre trois et quatre mille mètres d'altitude; aussi les habitants des quelques villages établis sur le pourtour du volcan montent avec leurs troupeaux à mesure que l'eau fait défaut, et, suivant les torrents et les suintements, viennent planter leurs tentes jusqu'au pied des glaciers. On ne connaît que trois fontaines sur les flancs du Grand Ararat : c'est grâce à l'une d'elles qu'est né le village d'Argouri, sur la face septentrionale des monts. Au sud, dans la dépression de Bayazed, des eaux jaillissent en abondance, et l'on dit qu'une rivière souterraine se dirige à l'est vers la vallée de Maku. Des fontaines d'eau sulfureuse, fréquentées par les malades et dispensées par une caste de médecins héréditaires, sourdent des laves au sud de la grande montagne.

Quant au pic secondaire, il n'atteint pas la limite des neiges persistantes, et, durant les mois d'été, il montre presque partout la roche nue. Le cratère est alors parfaitement dégagé, et l'on peut en examiner la structure, où les scories alternent avec les cendres. On a constaté que l'intérieur de ce cratère est très souvent atteint par la foudre : les orages qui s'amassent autour de la montagne la harcèlent de leurs éclairs. Les parois de la coupe terminale sont remplies de fulgurites, pareilles à des faisceaux de lances.

L'activité du volcan paraît avoir eu sa période principale entre les dépôts crétacés et ceux des âges tertiaires, quoique les superstitions populaires aient toujours vu en lui un dieu redoutable, qui se réveille fréquemment pour engloutir ses ennemis : c'est ainsi que, d'après Moïse de Khorène, il aurait « dévoré » le roi Artavast II pendant la première moitié du IIe siècle de l'ère vulgaire. Chantre considère comme des assertions vagues et sans authenticité le dire des écrivains arméniens à propos d'un réveil du cratère suprême qui se serait

produit deux fois depuis vingt-quatre siècles. Les voyageurs européens croyaient l'Ararat complètement éteint lorsque, en 1840, se produisit un très violent tremblement de terre dont l'origine eut certainement le volcan pour centre initial et que l'on attribue à une explosion des gaz emprisonnés. Le 20 juin, vers le coucher du soleil, le village arménien d'Argouri (ou Agouri), haut de 1,800 mètres, fut soudain recouvert, avec ses jardins et ses champs, par des amas de rochers, de pierres et de glaçons, que suivit une avalanche de neige fondue et de boue : tout le flanc de la montagne, jusqu'à la plaine inférieure, disparut sous la traînée de débris. Le mouvement sismique semble avoir été peu ressenti dans les campagnes d'outre-Araxe, mais au nord-est et à l'est, même au sud-est, quatre secousses successives renversèrent des milliers de maisons. Heureusement que tous les travailleurs des champs se trouvaient encore en dehors de leurs demeures. Sur les pentes basses de l'Ararat, des fissures parallèles au cours de l'Araxe s'ouvrirent en maints endroits sur une largeur moyenne de 4 mètres, puis se fermèrent après avoir rejeté de l'eau douce, du sable, et même, dirent uniformément les spectateurs, des « matières lumineuses » pareilles à des flammes.

Dans toute la contrée, ondulant par l'effet du sisme, les fontaines tarirent en grand nombre, tandis que de nouvelles sources jaillissaient en des endroits naguère stériles. Tout le régime de l'Araxe se trouva changé : à 30 kilomètres de l'endroit où les gaz avaient trouvé leur issue, des gouffres se creusèrent dans le lit fluvial ; ailleurs il se dessécha, disparaissant dans les profondeurs ; des jets d'eau bouillante s'élancèrent des crevasses. Quatre jours après, dans la matinée, les débris retenus sur les pentes de la montagne par la prise de la glace se détachèrent en même temps que la masse des eaux enfermées dans les ravins et le fleuve de fange recouvrit de nouveau toutes les déclivités basses de la montagne.

Les vibrations du sol continuèrent pendant un mois environ.

Ainsi que s'exprimait Vozkoboïnikov dans son rapport officiel, les arrachements de rochers qui s'étaient produits sur les pentes supérieures de la montagne « permettaient de voir jusqu'au cœur du volcan » ; mais les neiges, les débris, puis le gazon ont de nouveau recouvert les talus et un village de Tartares, fort misérable d'ailleurs, remplace l'ancien village arménien. Le laboureur s'imagine pourtant volontiers voir fumer la montagne, pendant les heures brû-

LE MASIS ET L'ALA-GÖZ

43°30′ 44° 44°30′

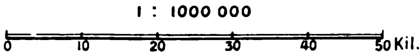
Alexandropol
Arpa-tchai
Ala-göz
ANI
Abaran
Sanga
Erivan
Etchmiadzin
Takhal Tau
Kulpi
KARAKALA
Araxe
Perli-dagh
Arguri
Balük-göl
Tchingil-dagh
Masis
Murad tchai
Diyadin
Bayazed

40° 30′ — 40° — 39° 30′

E. de Gr. 43°30′ 44° 44°30′

E. Patesson et J. Toussaint.

1 : 1000 000



Société Belge d'Astronomie.

lantes de la journée, lorsque les vapeurs s'amassent en écharpe autour du dôme neigeux; mais au coucher du soleil, la nuée se dissipe et l'atmosphère reprend sa pureté.

La plus grande irrégularité de forme dans le dôme suprême du Grand Ararat est produite par les cicatrices de la récente explosion et par les ravins qui se sont formés au-dessous. Tout ce flanc de l'Ararat a été fracturé, déchiré en deux. Les parties restantes de l'ancienne pente surplombent la cassure et l'enferment entre leurs murailles à pic, qui maintiennent dans l'intérieur du ravin une ombre perpétuelle. [LYNCH.]

Les éruptions les plus récentes paraissent avoir eu lieu sur le versant occidental et les pentes du sud-ouest. Les laves des deux Ararat sont principalement des andésites, roches d'acidité moyenne. Elles sont d'ailleurs très diverses d'aspect, les unes compactes, les autres caverneuses, passant du noir foncé au vert, au jaune, au rouge [ABICH]; la nuance prédominante de la roche est le jaune pâle, légèrement rosé [LYNCH], coupé de veines bleuâtres. Certaines laves ont l'aspect de la poix, d'autres ont l'éclat du verre le plus brillant [PARROT]. Nulle part on ne voit jaillir de fumerolles, et la neige, non contaminée par les gaz sulfureux, garde toute sa blancheur. Des roches archéennes non volcaniques, notamment des calcaires, se voient encore au sud de la montagne, dans la dépression de Bayazed. [BEHAGHEL.]

Le bouleau est presque le seul arbre qui pousse sur l'aride Masis. Cependant le botaniste Radde indique quelques autres espèces arborescentes. Le genévrier se montre jusqu'à la cote de 2,400 mètres. Sur la terrasse d'Aguri, à près de 2,000 mètres, croissent les noyers, les abricotiers, les saules et les peupliers d'Italie. On sait aussi que la vigne croît sur les pentes inférieures de la montagne : c'est là, d'après la légende, que le patriache Noé aurait planté le premier cep.

Chodzko affirme en termes positifs que des bisons vivent sur le mont Ararat : il en discerna deux très distinctement avec ses lunettes d'approche.

A l'ouest du col de Sinak, hérissé de laves, qui rattache le Masis à l'Agri-dagh proprement dit, la chaîne, qui mérite bien son nom, — l'« Apre », l'« Escarpée », — se prolonge vers l'ouest en formant un

rempart à crête étroite. Les hauts sommets de la chaîne, consistant en roches éruptives, dépassent 3,000 mètres.

Tchingil-dagh (3,245 m.) et

Khama dagh (3,360 m.) se profilent à une hauteur de plus de 1,000 mètres au-dessus des brèches de la chaîne qui font communiquer les deux versants, au nord la plaine de l'Araxe, au sud, la vallée de Gernevik, également tributaire de l'Araxe par la plaine jadis lacustre où se trouve la pittoresque cité de Bayazed. De ce côté, la noire chaîne, contrastant avec la verdure des fonds et les eaux courantes, présente un des tableaux les plus saisissants de l'Asie-Mineure. Le « lac des Poissons » Balük-göl, d'où s'épanche le Gernevik, est un grand lac irrégulier qu'entourent de toutes parts, à l'ouest, au nord, à l'est, les parois de la roche brûlée, formant le pourtour d'une immense chaudière.

Au nord-ouest de ce bassin, le volcan de

Perli-dagh atteint 3,247 mètres. Il projette vers la jonction des deux vallées Araxe et Arpa tchaï un promontoire aigu, qui se termine près du village de Kulpi, où l'on exploite les carrières et les salines « les plus anciennes du monde ». Là, on se trouve au véritable centre de l'Arménie; en face, le fleuve se divise en mille canaux d'irrigation et les anciennes capitales ruinées rappellent l'antique prospérité du Hasaïdan, dévasté depuis par les tremblements de terre, les fièvres et les guerres.

Immédiatement à l'ouest de Kulpi se dresse un autre piton volcanique, le

Takhal Tau ou Takyal-tu, formé à sa base de strates marneuses roses et bleues, alternant çà et là avec des couches de grès. La masse de lave qui s'est épanchée du cratère pour recouvrir ces diverses roches leur a fait subir un travail de cuisson, et même a produit de fort beaux marbres métamorphiques. L'altitude du Takhal Tau est de 2,685 mètres. [LYNCH.]

Au sud des plaines du Khaldiran et du plateau de Kars, l'arête de l'Aghri-dagh garde son aspect superbe dans toute la région où les neiges et les eaux cachées du versant méridional alimentent le Murad-tchaï ou haut Euphrate. Les monts

Achakh-dagh (3,271 m.),

Ach-Bulak-dagh (2,761 m.),

Boz-dagh (2,927 m.),

Kavalik-dagh (3,038 m.),

Kuseh-dagh (3,435 m.), le plus majestueux de tous, dominé par un dôme régulier, se succèdent dans la direction de l'est à l'ouest jusqu'au seuil de Deli baba ou du « Père Fou » (2,257 m.) où passe la route de Hasan kala sur l'Araxe, à Karakilissa sur l'Euphrate, à la rencontre de toutes les eaux supérieures.

L'arête volcanique s'abaisse peu à peu jusqu'à la percée de l'Araxe méridional ou Bingöl su, que déversent les parois septentrionales du Bingöl-dagh. Mais l'arête volcanique de l'Aghri-dagh se continue sous d'autres noms à l'ouest du défilé où passe le Bingöl-su, et même se redresse à plus d'un millier de mètres au-dessus de la cluse (1,775 m. d'après Lynch[1].

Palandöken (3,262 m.) ou Palandoken, montagne angulaire qui s'élève au sud d'Erzerum, s'appuyant sur de nombreux massifs inégaux; c'est là que serpente le sentier le plus fréquenté entre Erzerum et Much dans la vallée du haut Murad : le seuil du passage est à 2,983 mètres d'altitude et passe à côté d'une véritable « chaudière » que la plupart des voyageurs, même des géologues (ABICH), s'accordent à considérer comme d'origine volcanique, mais qui fut puissamment remaniée, semble-t-il, par l'action des glaces; les débris poussés en dehors du cirque par les moraines se sont étalés en un large éventail de talus dans la plaine d'Erzerum [LYNCH]. Une partie de la montagne se compose de calcaires et de serpentines, mais les pointes aiguës qui entourent la chaudière sont bien d'origine éruptive relativement récente et des coulées de lave se montrent le long des parois [LYNCH]. Kotschy parle aussi des « roches brûlées » du Palandöken.

La partie occidentale du massif qui domine la grande chaudière est formée par une pittoresque montagne,

Eyerli, de hauteur égale à celle du Palandöken. A la base septentrionale du double volcan s'étend la plaine d'Erzerum, elle-même d'origine volcanique par ses alluvions que les eaux ont stratifiées en couches régulières. Aux alentours immédiats d'Erzerum s'élèvent des cônes plus ou moins irréguliers d'où s'épanchèrent des laves : le chainon de partage peu saillant qui sépare le bassin du Pasin

ou haut Araxe de celui du Kara su ou de l' « Eau noire », source marécageuse de l'Euphrate septentrional, présente quelques-unes de ces masses éruptives.

Les monts de Tekman, qui forment le versant méridional du Palandöken et de l'Eyerli, vers le haut Bingöl, ont çà et là des coulées de laves recouvrant leurs strates calcaires.

Sichtchik ou Cheikhjik (d'après Lynch) est le plus symétrique des volcans qui bordent la plaine d'Erzerum, il est orienté directement au nord-ouest de la cité et son altitude est de 3,184 mètres [LYNCH]. Placé à l'extrémité terminale de la chaîne de Ghiaur-dagh ou « mont des Infidèles », il se distingue nettement par sa forme de tous les pitons environnants. Ses pentes gracieusement recourbées s'élèvent insensiblement de la plaine basse du Kara-su (2,080 m.) puis dessinent en lignes égales les déclivités brunes et noires de leur cône au large cratère, revêtu d'une terre noire que le printemps orne de fleurs; nulle part dans les prés d'Arménie la flore n'est plus riche en espèces ni plus éclatante en couleurs [MORITZ WAGNER] que dans cette belle coupe de volcan, bien abritée des tempêtes. Du milieu du cratère a jailli une masse conique de cendres trachytiques. En bas, dans la plaine d'Erzerum, les thermes sulfureux de Lidja ou Ilidja attirent de nombreux baigneurs pendant la belle saison des années paisibles.

A l'ouest, les chaînes de montagnes qui bornent des deux côtés la vallée du haut Euphrate s'abaissent par degrés jusqu'au grand coude où le fleuve prend la direction du sud, en amont d'Erdzinjan. Les pitons ne dépassent guère 2,500 mètres, mais la chute des neiges y est fréquente. Lynch, traversant le col de Kop-dagh (2,760 m.), ne put se rendre compte de la géologie des monts environnants. Kotschy les considère comme de formation volcanique.

Au sud de la chaîne de l'Aghri-dagh, une deuxième arête de montagnes, presque parallèle, est également hérissée de volcans. Le plus oriental est le

Tandurek* ou Tanturlu, c'est-à-dire le « Réchaud », appelé aussi Sunderlik-dagh ou la « Montagne du Poële »; les premières cartes russes lui donnèrent le nom de Khor ou Khori : il s'élève immédiatement au sud-ouest de l'Ararat, à l'angle des monts d'où se prolonge à l'est le promontoire de Maku. Ce massif est celui de toute l'Arménie qui a conservé les plus nombreuses traces de l'an-

cienne activité; en 1862, Abich le signale même comme étant en « ignition permanente ». Tandis que dans l'Ararat, l'explosion d'Aguri peut être considérée comme une sorte d'accident, indépendant du bouillonnement intérieur des laves, les fumerolles qui s'échappent constamment et avec force des fentes du Tandurek témoignent d'une poussée très énergique des gaz enfermés dans la chaudière intérieure du « Réchaud ». Ce n'est pas dans le principal cratère du volcan que se produit ce jaillissement des vapeurs. La coupe terminale, d'environ 2,000 mètres en circonférence et de 350 mètres en profondeur, est complètement en repos, et même un petit lac dort au fond de la cuvette de forme ovale ; c'est à l'est de cette dépression que se dresse la plus haute pointe du volcan, atteignant 3,565 mètres. De grands gisements de soufre emplissent les cavités du versant septentrional [MAUNSELL.].

Les fumerolles les plus abondantes consistent en vapeurs non sulfureuses, qui s'élancent d'une caverne du versant oriental de la montagne, avec une température moyenne de 100 degrés centigrades. Un souffle puissant résonne incessamment au fond du gouffre, et l'on raconte que pendant les nuits, ce fracas mugit comme un tonnerre lointain. Pendant l'une des guerres russo-turques de la Transcaucasie, des troupes ennemies, campées sur les versants opposés de la montagne, crurent à une attaque nocturne et se mirent l'une et l'autre en mouvement.

L'axe qui passe par cette caverne de vapeurs grondantes, le fond du grand cratère et une deuxième bouche d'éruption, également en repos, aboutit, vers la base nord-occidentale du Tandurek, aux très abondantes sources sulfureuses de Diyadin, qui recouvrent le sol de leurs incrustations calcaires, très inégales, très imprévues de formes et diversement colorées par les éléments chimiques mélangés aux vapeurs. L'abondance des concrétions déplace forcément les issues, et les sources se font jour à travers des failles fort éloignées les unes des autres. Suivant les voyageurs qui se sont succédé pendant le XIXe siècle dans cette région, que les luttes des Kurdes et des Arméniens ont rendue souvent périlleuse, l'aspect des sources a très fréquemment changé. Tandis que Taylor vit danser comme des fantômes blancs une multitude de petits geysir de 2 à 3 mètres de hauteur, tourbillonnant au-dessus de l'orifice principal. Abich ne vit que de simples jaillissements de source quelques années après. En 1859, un sisme,

qui ébranla toute la contrée jusqu'à Erzerum, changea toute la topographie des fontaines. Les valétudinaires des environs, qui connaissent bien les vertus curatives des eaux de Diyadin, vont y faire volontiers un séjour pendant les mois de la belle saison, lorsque les dissensions civiles ne désolent pas le pays. Nul doute que Diyadin ne devienne tôt ou tard un des centres les plus actifs de la thérapeutique thermale, car nulle contrée ne présente une plus grande richesse en ruisseaux d'eaux minérales, plus d'intérêt au point de vue des curiosités naturelles et une plus grande magnificence d'horizon. Du reste, l'Arménie dans son ensemble appellera certainement la foule des malades et des visiteurs, car elle l'emporte certainement en diversité d'eaux thermales sur les régions de l'Europe occidentale les plus riches à cet égard, telles que la Bohême, les Pyrénées et l'Auvergne.

A l'ouest du Tandurek, la vallée du Murad-tchaï continue de traverser un pays modelé dans une très grande partie de son relief par des coulées de lave. A peu de distance en aval des sources de Diyadin, le fleuve naissant disparait sous un tunnel de basalte, qui se continue en avant par une profonde tranchée verticale creusée dans la lave par le long travail des eaux.

L'ensemble de la chaîne qui continue à l'ouest le Tandurek est généralement désigné sous le nom d'Ala-dagh ou de « mont Bigarré », sans doute à cause de la richesse de ses prairies. Les montagnes s'abaissent peu à peu et se terminent au bord du Murad par le promontoire de

Gul Tepe (1769 m.) où les laves, les terres et les sables volcaniques s'entremêlent en un véritable chaos. Les eaux d'un ancien lac ont remanié les restes des antiques éruptions. Comme une île au milieu de cette ancienne mer, entre le Murad et l'un de ses affluents, au nord-est de la ville de Melazkert, se dresse le

Kartvin-dagh, haut d'environ 2,500 mètres. C'est un cône assez régulier, formé de laves noires dont les fentes sont garnies de fleurs au printemps [LYNCH]; à sa base, la ville de Melazkert est elle-même bâtie sur un bloc de lave qui descend jusqu'au bord du fleuve. La plaine est parsemée de débris volcaniques, témoins de coulées antérieures.

Plus à l'ouest, de l'autre côté du fleuve, se montre la longue arête du

Khamur-dagh, dominant au sud l'amphithéâtre énorme formé

par la plaine de Khinis. Le Khamur-Jagh peut être considéré comme le prolongement sud-oriental du superbe Bingöl-dagh, mais il se recourbe en croissant vers le nord-est ; le Murad le longe au sud, à la base de ses raides escarpements, tandis qu'au nord, la rivière de Khinis, affluent du Murad, limite parfaitement le chaînon.

Les fondements de la montagne sont probablement constitués par des calcaires éocènes. Ils apparaissent en certains endroits, notamment au nord-est, de façon très évidente; les dépôts lacustres, étalés en couches profondes, que séparent des bandes de lave basaltique, compacte dans la partie inférieure de la chaîne, scoriacée vers le haut, en forment la charpente la plus marquée. Quelques pics d'origine éruptive dominent l'étendue unie et étroite, table de lave pleine de bulles (augite-andésite), qui forme le sommet. L'un d'eux se dresse près du village de Karaogli. Un autre plus à l'ouest, le

Koli-Baba, portant au sommet de son cône, le tombeau du saint homme qui lui a donné son nom, a épanché quelques coulées de lave.

Lynch ne trouva pas de cratère sur le massif du Khamur. Il vit sur le plateau, à la base occidentale du Koli-Baba, un grand lac de forme irrégulière au sud-est duquel s'étendait un autre bassin de moindres dimensions mais de forme presque circulaire. Tous deux devaient être profonds : la nappe liquide qui les remplissait était d'un bleu intense.

Bingöl-dagh ou, le « mont aux mille Sources », aux « mille Marais », aux « mille Lacs », ainsi nommé des nappes d'eaux, des mares et des innombrables ruissellements que forment les neiges fondantes dans les cavités et les ravins laissés par les anciens glaciers. Les plus hautes sources du Murad et de l'Araxe naissent respectivement, les premières dans la cuve orientale, les secondes dans la cuve occidentale qui forment les points d'éruption principaux du volcan.

Le Bingöl-dagh occupe la partie centrale du plateau de 1,500 à 2,000 mètres d'élévation qui constitue le toit de l'Asie antérieure, on peut voir en lui le massif le plus digne de se comparer avec le Masis. Mais il contraste singulièrement,par la variété de son aspect, avec la majesté superbe de l'Ararat, et il lui est inférieur en élévation d'au moins deux milliers de mètres.

L'allure générale du massif affecte la forme d'un plateau parallélo-

gramme couvrant une surface d'environ 600 kilomètres carrés; le petit axe, de 20 kil. dirigé du nord au sud, le grand axe, de 35 kil. suivant la direction de l'est-sud-est à l'ouest-nord-ouest.

Cette table de 2,500 à 2,800 mètres d'élévation, dont l'unité de niveau est un fait remarquable dans cette contrée chaotique, s'incline en longues pentes vers le nord et va se fondre dans les contreforts des monts de Tekman et de l'Ak-dagh. A l'est, au sud, à l'ouest, au-dessus des plaines respectives de Khinis, de Gumgum, de Litchig, elle s'arrête brusquement, plongeant en falaises abruptes et sauvages, hautes d'un millier de mètres et dont l'allure rectiligne, parallèle à la direction des axes du massif, est à peine dérangée par les gorges qu'y ont creusées les torrents. Toutefois, de ce côté non plus, le massif n'est pas complètement dégagé. Par les angles méridionaux il se relie à d'autres systèmes montagneux, notamment avec le Khamur au sud-est.

En différents points, sur le plateau, et dans les plaines du pourtour, de petites masses coniques de lave indiquent des centres d'éruption, mais il semble que le foyer principal des matières brûlantes se soit ouvert dans la partie sud-orientale du plateau. Deux énormes chaudières de près de cinq kilomètres de diamètre, ouvertes toutes deux au nord, indiquent peut-être le lieu d'émission des cheires qui coulèrent de tous côtés. Une arête commune les sépare. Le rempart abrupt qui les ferme au sud est constitué par une arête unique, longue de huit kilomètres environ et dirigée suivant le grand axe du massif. Vers son milieu, au point où elle rencontre la crête commune qui sépare les deux chaudières, s'élève une forteresse naturelle de rocher. C'est le « Kara Kala », le « château noir » ainsi nommé à cause de son aspect sombre. Ce n'est pas le sommet suprême du massif. Les deux pointes les plus élevées se dressent aux extrémités de la grande arête : à l'ouest le Bingöl Kala, le « château du Bingöl » (3,280 mètres); à l'est le Demir Kala, « château de Fer » (3,284 mètres), ou Timur Kala « château de Timur », peut-être en souvenir du passage dans ces régions du sanglant conquérant mongol. De ces fiers sommets dominant de plus de 500 mètres le niveau du plateau, se détachent vers le nord deux chaînons; ce sont les bords oriental et occidental des deux cratères. Une muraille de lave appuyée au Bingöl Kala se dresse dans le chaudron occidental. Raide et nue, elle se termine par une masse conique plus raide encore : c'est

l'Aghri Kala, « l'Apre-Mont » de Lynch. Deux autres chainons, cheires de lave ou tout au moins chaînons couverts de blocs volcaniques, se détachent l'un vers le sud-est du Demir Kala, l'autre vers le sud-ouest du Bingöl Kala, enserrant les affluents du Gumgum su, dans le chaos des talus couverts de rocs éruptifs qu'ils prolongent l'un vers l'autre au sud du grand rempart. Le ruisseau se précipite dans la direction du sud à travers une effroyable barranque. A l'endroit où passe la grande falaise méridionale, deux collines volcaniques se dressent comme deux piliers d'une porte gigantesque aux bords du plateau, dominant le ruisseau d'un millier de mètres. Du pilier oriental, masse composée principalement de calcaire autant qu'en put juger Lynch, s'est épanchée vers le sud-est une coulée de lave d'au moins dix kilomètres de longueur. Elle forme le rebord de la falaise et contribue à unir le plateau du Bingöl à la chaîne de Khamur.

Les glaces antiques contribuèrent à modifier quelque peu l'aspect du volcan. Les moraines prolongeant vers le nord les trois chaînons septentrionaux, les stries tracées sur les parois intérieures des deux cratères et les brèches qui interrompent ces cuves au nord, indiquent l'existence de deux glaciers dans les cratères et leur marche vers le nord. Aujourd'hui l'hiver ne laisse en disparaissant du Bingöl-dagh qu'une couche de neige couvrant la paroi méridionale de la chaudière occidentale. Les Kurdes viennent jusqu'au sommet faire paître leurs troupeaux parmi l'herbe qui pousse dru sur le bord des flaques, parsemée de campanules et de molènes, fleurs particulières au Bingöl dagh. La masse de matière fondue qui s'est épanchée en tous sens, mais surtout vers le nord, à l'état presque liquide, se compose surtout d'andésite basaltique finement granulée et contenant des cristaux d'augite bien distincts. A l'est du Kara Kala, Lynch trouva des blocs de lave quelque peu scoriacés ayant en certains endroits l'apparence de briques rouges (augites-andésites compactes); par place ils montraient des traces d'obsidienne.

Les dernières éruptions de lave sont composées de roches beaucoup plus bulleuses et de teneur plus acide que la nappe de lave égale et régulière qui constitue la surface du plateau. [LYNCH.]

Le Bingöl-dagh n'eut pas l'importance historique d'un Ararat. Toutefois Oswald, compagnon de Lynch, découvrit au versant méridional du Bingöl Kala, parmi les blocs de lave, une large pierre

portant des inscriptions cunéiformes à demi effacées : elle avait probablement dû servir à marquer la frontière du temps des rois de Van et d'Arménie. (STRECKER.)

A la tête de la grande coupure dans laquelle s'élance le Gumgum su, une colline conique et gracieuse dont le temps a respecté la dure écorce de lave, est un lieu de pèlerinage pour les Kurdes. Au sommet une tombe, entourée d'un enclos de pierre, protège depuis des siècles le corps du Goshkar Baba, « le père Cordonnier ». Le saint homme avait eu le suprême bonheur de chausser les pieds du Prophète.

Autour de la puissante masse du Bingöl, de petits centres éruptifs parsèment la contrée, foyers secondaires du vaste lac de matières en fusion. Au sud, à l'ouest, au nord-ouest, les collines de calcaire sont percées de cheminées volcaniques et coiffées de laves récentes.

Les formations volcaniques continuent de se montrer à l'ouest du Bingöl-dagh dans la région chaotique de montagnes délimitée en forme de péninsule par les deux branches du haut Euphrate, au nord le Kara-su ou Frat proprement dit, au sud le Murad-tchaï. Le hameau de Mazgerd, groupe de cabanes, dans un bassin de cendres volcaniques s'inclinant vers le Murad, est dominé par un rocher superbe, qui porte les ruines d'un autel du feu, visible à une grande distance. Les débris de cette construction sacrée sont visités avec vénération par les indigènes des alentours, musulmans, chrétiens et gens de religions hybrides. [TAYLOR.]

Plus à l'ouest, divers points d'éruption ont déversé des laves sur les couches crétacées du Dersim-dagh. [ELLSWORTH HUNTINGTON.] Dans la partie la plus étroite de sa gorge, non loin de Kharput, le Murad passe entre deux parois de basalte, dont les murailles se dressent par ressauts successifs à 500 mètres du côté méridional, et à plus de 800 mètres au nord, entre les deux rebords des falaises. La distance en ligne droite est d'environ 8 kilomètres. [ELLSWORTH HUNTINGTON.]

La grande ville d'Arabkir, au N.-O. du confluent des deux Euphrate, occupe le fond d'une dépression environnée d'escarpements d'un basalte noir; mais l'industrie des habitants a changé le gouffre sombre en jardin; les murs formidables de l'enceinte de laves n'apparaissent qu'à travers la verdure des grands arbres.

Le massif du Bingöl est nettement séparé des monts volcaniques du lac de Van, par la profonde vallée du Murad-tchaï et par les pleines, jadis lacustres, qui s'étendaient au delà. Les volcans riverains du lac de Van se dressèrent en îles ou en monts péninsulaires.

Sipan-dagh, appelé aussi Seïban et Sub-khan – de Subshanullah : « Dieu soit loué! » — doit à son isolement, aux neiges qui en recouvrent le sommet pendant dix mois de l'année, une majesté d'aspect qui l'a fait comparer à l'Ararat et au Demavend, quoiqu'il soit inférieur en altitude à ces deux montagnes ; cependant le Sipan-dagh paraît être, depuis l'ascension de Lynch, beaucoup plus élevé qu'on ne l'admettait jusqu'alors. D'après Fanshawe Tozer, sa hauteur aurait été d'environ 3,600 mètres, l'ancienne édition de Stieler marquait l'altitude de 3,800 mètres ; Brant, en 1840, s'accorde à peu de chose près avec Tozer; mais il semble que tous ces escaladeurs ne parlent que de la masse de la montagne formant le socle des nombreux cônes d'éruption supérieurs. Or. Lynch a mesuré tous les pitons du cratère terminal avec le plus grand soin et ses mesures obtenues à diverses reprises par l'étude du point d'ébullition lui ont donné une altitude dont la moyenne est celle de 4,178 mètres.

Le Sipan-dagh est donc l'un des colosses de l'Arménie. La coupe terminale est bien distincte, formée d'une dépression régulière de 150 mètres en profondeur dont le mur septentrional s'est effondré. La neige l'emplit en hiver; au printemps, un petit lac occupe le fond de la cavité, puis une prairie émaillée de fleurs revêt toutes les pentes.

Les couches de laves dont on aperçoit dans les ravins les tranches superposées se composent de basalte, mais on y trouve aussi de nombreux fragments d'obsidienne [MAUNSELL]. Les roches de la base percées par l'éruption consistent en calcaires [LYNCH].

Autour du cratère se dressent des pitons de scories blanchâtres, d'où l'on contemple, en une courbe de 300 kilomètres, l'immense horizon des montagnes de l'Arménie, de l'Ararat au Bingöl-dagh. Au sud, la nappe éclatante du lac de Van, avec les monts de son pourtour, occupe une grande partie du panorama, mais d'autres lacs se montrent aussi dans le champ de la vue, et sur le versant méridional même de la montagne de Sipan, l'Aghirgöl ou « lac Immobile » emplit un cratère latéral; plus à l'ouest, apparaît un autre bassin

lacustre, le Nazik, dont l'eau insipide emplit une cavité du faîte de partage dressé entre le lac de Van et la vallée de l'Euphrate : lors de la fonte des neiges, deux ruisselets s'épancheraient de part et d'autre, l'un dans le lac, l'autre dans le fleuve.

Les Arméniens voient dans le Sipan-dagh une montagne sainte, à peine inférieure à l'Ararat, et leurs légendes nous disent que, dans ses pérégrinations, l'arche toucha le Sipan avant de s'arrêter définitivement sur le Masis. Lorsque les survivances païennes se maintenaient encore dans le christianisme d'Arménie, les Haïkanes avaient l'habitude de sacrifier tous les ans un mouton sans tache au bord du cratère. (M. WAGNER.) Maintenant les Musulmans pieux sont tenus de louer Allah en apercevant la montagne : de là le nom qu'elle a reçu. [MAUNSELL.]

Le chaînon qui se continue à l'ouest du Sipan-dagh et qui se recourbe au nord pour enfermer la cavité du lac Nazik, est également percé de volcans, entre autres le

Biledjan, où Lynch et ses compagnons crurent distinguer un cratère herbeux. Quoi qu'il en soit, on reconnaît très bien les coulées de lave qui s'en sont épanchées. Le Murad est obstrué dans son cours par une puissante cheire de basalte.

De même, sur le bord du lac de Van, entre les deux villages d'Adeljivas et d'Akhlat, les roches calcaires et poudingues de cailloux roulés sont percés par des laves et des pierres ponces. [LYNCH.] Dans toute la chaîne qui s'étend à l'ouest du Sipan, jusque par delà le Murad, des phénomènes identiques ont été observés.

Nimrud-dagh. Il est peu de monts volcaniques sur la Terre, offrant une coupe aussi admirablement circulaire que celle de cette « montagne de Nemrod ». Ce volcan typique, posé entre le bassin du lac de Van à l'est et la plaine de Much à l'ouest, a eu certainement dans l'histoire géographique et hydrologique de la contrée un rôle considérable. Il est très probable, en effet, que la dépression qu'occupent maintenant les eaux du lac et la vallée où coule le Kara-su ne formaient qu'un même bassin à une époque antérieure.

Les énormes masses de lave qui se sont épanchées du Nimrud lui ont formé, par leur disposition, une sorte de trépied. Vers le sud-sud-ouest, un premier flot de matières fondues a coulé précisément

au-dessus de la brèche profonde du Taurus arménien, par où s'écoulait un des émissaires supposés du lac de Van. Des cheires de lave rouge et brune se terminent en promontoires abrupts et coupés de crevasses au fond desquelles naissent et s'écroulent, dans la direction du sud, les eaux torrentueuses, en partie minérales et thermales qui forment le Bitlis-su. Le sommet de cette gigantesque coulée, ou plutôt de ce monceau de coulées, issues soit du cratère, soit de fissures situées plus bas, affecte la forme d'un plateau ondulé et stérile, connu sous le nom de Rava. Large d'une douzaine de kilomètres, élevé de 1.900 mètres environ au-dessus des mers, il descend par un gradin de 200 mètres aux rives du lac de Van. A l'ouest, il s'incline par deux terrasses régulières, parsemées de blocs volcaniques, vers la plaine de Much, de 500 mètres moins élevée. Sur la table même du plateau se dresse en falaises verticales une masse de trachyte isolée; c'est le Kerkür-dagh, très vieille et très grosse bosse volcanique que la broussaille a envahi. Lynch n'y découvrit aucune trace de cratère. Mais de loin il crut reconnaître quelques cônes parasites entre le Kerkürdagh et la chaudière principale du Nimrud.

Au nord de la chaudière principale, un autre plateau, formé d'un grand nombre de coulées interrompues de gradins, se divise en deux branches. L'une s'étend dans la direction du nord-ouest, probablement jusqu'à la rencontre des roches volcaniques du Biledjan et des chaînes de roches stratifiées qui se prolongent à l'ouest du Sipan jusqu'aux rives du Murad. L'altitude moyenne de cette traînée, qui va s'élargissant comme un éventail, dépasse deux mille mètres. Le sommet est pavé de lave basaltique et surtout de tuff. Sur le côté méridional, quelques coulées de lave sont de nature rhyolitique. On y voit aussi des obsidiennes. L'autre traînée prolonge vers le nord-est, dans la direction d'Akhlat, ses cheires et ses promontoires. A la base orientale, un lit de lave sombre et vitreuse s'est probablement échappé d'une fissure. De loin Lynch remarqua sur le sommet quelques points d'éruption spéciaux.

Entre les trois grands contreforts du Nimrud s'étendent trois bassins, dont l'un, celui de l'est, est occupé par les eaux du lac de Van. Certaines coulées, qui s'avancent en promontoires déchiquetés dans les flots, montrent qu'elles ont été déposées sous l'eau.

Le cratère du Nimrud ne le cède en rien, par sa régularité, au rythme de l'ensemble. Sa forme est très légèrement ellipsoïdale, le

plus petit axe, d'environ 7 kilomètres, étant dirigé parallèlement au méridien. Quelle fut la cause de cette étonnante disposition ? Au sud et au nord, sur la face de la falaise qui atteint ici sa plus grande élévation, les couches de lave sont parfaitement horizontales. Elles s'inclinent progressivement en s'éloignant vers l'est et vers l'ouest, suivant plus ou moins l'allure générale de la crête. Il semble donc que les bords du cratère ont été plus fortement entamés à l'est et à l'ouest (précisément vers les points où ils descendent sans contreforts vers la plaine de Much et la dépression de Van) sans que l'aspect général de la coupe ait perdu de sa régularité.

Un lac d'un bleu intense occupe la moitié occidentale de la cuve (2,335 mètres d'altitude); l'eau en est fraîche et très pure. Lynch n'y vit aucun poisson. Il doit être très profond, vu la verticalité des falaises qui le dominent de 150, 300 et même 600 mètres. L'autre segment du cratère est formé par un plancher de lave d'une centaine de mètres plus élevé que le niveau du lac, dans lequel il tombe à pic. Des cônes d'éruption se dressent sur ce plateau accidenté. L'un d'eux, dans la partie septentrionale, sépara du lac occidental une petite nappe d'eau de couleur vert-jaunâtre. Des bulles s'en échappent à des intervalles réguliers, mais elles sont dues probablement aux gaz dégagés par des plantes sous-lacustres et la température élevée des eaux, à l'époque où Lynch visita le cratère, dépendait peut-être des rayons du soleil. Les sources minérales en élèvent peu à peu le niveau et lui donnent un goût détestable. Le point le plus élevé du Nimrud se trouve à quelques dizaines de mètres au nord du bord septentrional de la coupe ; il atteint 3,020 mètres.

La montagne est presque nue, des myosotis et des roses trémières gigantesques, dressent çà et là, leurs fleurs blanches ou bleues. Dans les ravins du cratère, les ours se cachent dans les bouquets de genévriers, de trembles, de bouleaux, disent les Kurdes.

D'après Lynch, qui contourna tout le volcan et passa huit jours dans le cratère, le Nimrud portait plus haut un cratère plus étroit à une époque très lointaine. Les premières laves, acides et visqueuses (augite-andésite rhyolitique), qu'il épancha ne se répandirent pas très loin. Elles apparaissent surtout sur la falaise intérieure du cratère. Mais les cheires de basalte que vomit ensuite la chaudière constituèrent la vraie charpente de la montagne : elles forment le plateau de Rava et les deux grandes traînées du nord-ouest et du nord-est. L'activité du

volcan se ralentit, les explosions ou les effondrements abaissèrent les murailles du cratère; l'eau en remplit une moitié, l'autre prit la forme qu'elle montre encore aujourd'hui. C'est peut-être à cette époque que jaillirent les petits cônes parasites qui couvrent la montagne. Quelques explosions de cendres marquèrent les dernières manifestations volcaniques. Aujourd'hui, le Nimrud n'a pas une spirale de fumée. De loin, un nuage semble parfois s'élever du cratère, mais il est dû aux poussières de pierre-ponce que le vent soulève.

Le lac ou la « mer » de Van, le Tosp des Arméniens, dépend trop, dans sa formation même, des mouvements orogéniques de la contrée pour qu'il ne soit pas décrit comme une dépendance naturelle des volcans de l'Arménie : c'est peut-être à bon droit que des géographes attribuent à l'apparition du Nimrud-dagh l'endiguement des eaux qui séjournent maintenant dans le bassin fermé du lac. Des trois grandes cavités lacustres de l'Arménie, celle-ci est certainement la la plus considérable; si elle est légèrement moins étendue que le lac d'Urmiah, — 3,690 kilomètres carrés, comparés à 4,000 ou davantage, suivant l'abondance des pluies, — elle est en moyenne beaucoup plus profonde et représente, par conséquent, une masse d'eau plus importante. Son altitude moyenne, qui est de 1,625 mètres, — plus haute de 336 mètres que le lac d'Urmiah, — n'est pas assez élevée pour que la contrée riveraine ait à souffrir des grands froids; cette région de l'Arménie ne se trouve pas reléguée sous un climat polaire comme les bords du Gok-tchaï, et la cité de Van, de même que les autres villes de la province, a pu, grâce aux conditions tempérées du milieu, acquérir et garder longtemps un rôle important dans l'histoire de l'Asie antérieure.

D'après les traditions locales et quelques témoignages précis des annalistes, le niveau du lac de Van a fréquemment changé; ainsi la baie nord-orientale, peu profonde d'ailleurs, n'existait pas autrefois, et deux rivières y serpentaient au milieu des campagnes; d'anciennes constructions se verraient encore au-dessous des eaux. Au commencement du XVII[e] siècle, le niveau du lac s'éleva de 3 à 4 mètres, puis s'abaissa de nouveau; en 1830, une nouvelle ascension de l'eau se produisit, et deux années après une deuxième dénivellation ramenait l'eau du lac à son affleurement ancien. Il paraît que, dans la dernière moitié du XIX[e] siècle, la crue se renouvela, et que nombre de pro-

montoires se changèrent en îles et en îlots : dans la partie sud-occidentale du lac, le demi-cercle des plages s'élève plus haut de décade en décade dans l'hémicycle formé par le cratère ébréché de

Cheikh Ora, qui baigne dans les flots ses deux cornes avancées. Ce cratère, changé en port, est, avec l'incomparable Nimrud-dagh, un des tableaux les plus admirables de formes que présente l'Arménie.

La montée de l'eau dans la cuvette du lac Van s'expliquerait, d'après les riverains, par ce fait que les canaux de décharge souterrains, qui s'ouvraient autrefois vers la vallée de Bitlis, se seraient oblitérés, soit par le dépôt de concrétions calcaires, soit par l'effet d'écroulement de rochers. Quoi qu'il en soit, la forte salinité des eaux lacustres prouve que les eaux pures descendues des montagnes du pourtour séjournent longtemps dans le bassin du Van et s'y saturent peu à peu des substances chimiques laissées par l'évaporation : les poissons ne vivent que dans les embouchures des rivières affluentes, et tout à fait exceptionnellement, après la fusion des neiges, dans les couches liquides superficielles du lac.

La région de Van est, comme celle d'Erzerum, et comme la plaine d'Érivan, une des contrées où les ébranlements sismiques sont le plus fréquents et le plus redoutables. Au mois de février 1891, on a ressenti des secousses qui n'ont pas duré moins d'une heure [DEVELAY].

Au sud de Bitlis, et d'ailleurs dans toute la contrée montagneuse de l'Arménie et du Kurdistan, qui s'étend au sud et au sud-est du lac de Van, jusque dans la vallée du Grand-Zab, jaillissent de nombreuses sources minérales, chaudes et froides, les unes sulfureuses, les autres acidulées; l'une d'elles, à 8 kilomètres environ au sud de Bitlis, a formé en travers de la rivière un barrage de dépôts calcaires, ayant plus d'une cinquantaine de mètres en longueur et 10 mètres de hauteur; le cours d'eau a dû se déplacer. La route passe à travers ce barrage naturel par un tunnel que la légende n'a pas manqué d'attribuer à la reine Sémiramis [MAUNSELL].

Karadja-dagh, le massif volcanique dont les promontoires se dressent superbement au nord de la grande plaine de la Mésopotamie, jadis prolongement du golfe Persique, est un des traits les plus précis de l'orographie asiatique. Comme une île superbe, il aligne ses pitons

noirs dans l'isthme qui sépare le haut Tigre du haut Euphrate et directement au sud de la concavité que décrit le Taurus arménien par l'ensemble de ses falaises méridionales. Les crêtes parallèles des basaltes et des trapps du Karadja-dagh pointent dans la direction du nord, ce qui a permis de comparer tout le massif à une flèche placée au centre du grand arc formé par le Taurus : la corde en serait indiquée par les montagnes de Mardin et d'autres alignements de sommets entre Tigre et Euphrate.

Les pitons les plus élevés du Karadja-dagh dépassent 1,900 mètres en altitude, faible hauteur relative au-dessus des seuils de 800 mètres qui le séparent du Taurus et de la chaîne de Mardin; néanmoins l'escalade de ces pointes est fort pénible à cause de l'escarpement des pentes, de la multitude des pierres roulantes et des aspérités que présentent les coulées de lave rayonnant sur tout le pourtour du Karadja-dagh. Les vallées d'érosion, et en certains endroits les coupures à parois perpendiculaires que les torrents ont creusées dans ces laves ajoutent aux difficultés du parcours. Un des épanchements de basalte s'est prolongé au nord-est jusque dans le voisinage immédiat de Diarbekir, et le torrent qui rejoint le Tigre près de cette ville, après avoir creusé dans les scories une profonde vallée, coule au sortir de sa cluse à la base d'un mur de basalte d'une hauteur de 70 mètres. Une légère croûte de terres argileuses recouvrant la surface des basaltes montre que ces coulées ne sont pas d'époque récente.

Pendant toute la période historique des conflits et des guerres, la forteresse naturelle du Karadja-dagh eut une importance de premier ordre et les positions stratégiques de la contrée l'ont prise pour point d'appui.

La chaîne crétacée de Mardin, dont les cimes d'environ 1,500 m. se prolongent au sud de Diarbekir dans la direction de l'est et du sud-est, s'abaisse peu à peu en se rapprochant du Tigre. Deux massifs de basalte la terminent dans le voisinage du fleuve :

Hamka-dagh et

Elim-dagh. Enfin, de l'autre côté du Tigre, les monts de

Buhtan ou Bothan (1,060 mètres) et de

Zakho (760 mètres), sont des amas de basaltes et de roches augitiques, dominant superbement la ville insulaire de Djezireh, dont

tous les édifices, citadelles, murailles et ponts, sont construits en laves [RITTER]. Sur les deux rives, les masses noires ou bleuâtres des basaltes contrastent avec les escarpements grisâtres des calcaires, percés de cavernes où vivaient jadis des indigènes troglodytes et où se réfugient encore des bergers avec leurs troupeaux.

Bibliographie

LIVRES.

Comme pour le chapitre précédent, il importe de consulter l'ouvrage de CARL RITTER pour l'étude des volcans d'Arménie. Le volume X de l'*Erdkunde von Asien* contenant un résumé ou des extraits de tous les livres de voyages et d'histoire publiés sur l'Arménie avant 1843, il sera inutile de citer ici ces documents.

DUBOIS DE MONTPÉREUX (F.). *Voyage autour du Caucase* (1833-34). 6 volumes avec atlas. Paris, 1839-43.

WAGNER (Moritz). *Reise nach dem Ararat und dem Hochland Armenien* (1843).

VIVIEN DE SAINT-MARTIN. *Description historique et géographique de l'Asie Mineure,* 2 vol., Paris, 1845.

KOCH. *Reise im Pontischen Gebirge*, etc. Weimar, 1846.

KOCH UND ROSEN. *Wanderungen im Oriente*, Weimar, 1846, 1847.

CHODZKO. *Ascension du Grand-Ararat* (1850). Club alpin français, 1876.

P. DE TCHIHATCHEFF. *Asie Mineure, description physique, statistique et archéologique,* 8 vol. L'ouvrage est complété par la carte de Kiepert, publiée en 1867 dans le n° 20 des *Ergänzungshefte* de Petermann.

LE MÊME. *Sur l'orographie et la constitution géologique de quelques parties de l'Asie-Mineure et de l'Arménie...* Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Paris, 1858.

KOTSCHY. *Reise von Trapezunt*, etc. et *Neue Reise nach Klein-Asien*. Petermann's Mittheilungen, 1860.

STRECKER (W.). *Topographische Mittheilungen über Hoch-Armenien*. Berlin, 1861.

LE MÊME. *Beiträge zur Geographie von Hoch-Armenien*. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin. 1869.

TAYLOR (J.-G.). *Journal of a Tour in Armenia, Kurdistan, and Upper Mesopotamia... in 1866*. Geographical Journal, 1868, page 281.

FRESHFIELD (D.-W.). *Travels in the Central Caucasus and Bashan, including visit to Ararat...* London, 1869.

Le botaniste GUSTAVE RADDE et son collaborateur SIVERS ont publié divers articles dans les Petermann's Mittheilungen à partir de 1871. A lire, *Das Bingöl-dagh*, même publication 1877. Les observations de Radde ont été complétées depuis par le géographe russe VOZKOBOINIKOV.

MOUNSEY (A.-H.). *Journal through the Caucasus and the interior of Persia*. London, 1872.

COLE (G.-R. FITZ-ROY). *Transcaucasia*. London, 1877.

ABICH (H.). — *Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern*. 3 parties et un atlas. Wien, 1878-87.

FANSHAWE TOZER. *Turkish Armenia and Eastern Asia Minor*. London, 1881.

CHANTRE (E.). *Exploration dans le Kurdistan et l'Arménie*. Comptes rend. du Congrès nat. Soc. franç. de géogr. de Lyon. 1881.

LE MÊME. *Rapport sur une mission scientifique en Arménie russe*. Paris, 1893.

MARKOFF (E.). *Expédition scientifique au Caucase*, etc... Bull. de la Soc. belge de Géogr. 1888, page 577.

LE MÊME. *Geophysik des Goktsha-sees*. Freiburg, 1896.

DEVELAY (A.). *Autour des lacs de Van et d'Ourmiah*. Rev. Scient. XLIX, pages 553-57. Paris, 1892.

MULLER SIMONIS (P.). *Du Caucase au golfe Persique...* Paris, 1892.

LECLERCQ (J.). *Voyage au mont Ararat*. Paris, 1892.

MAUNSELL (F.-R.). *Kurdistan*, Geographical Journal. London, 1894.

BRYCE (J.). *Transcaucasia and Ararat*. London, 1896. 4e édition.

LYNCH (H.-F.-B.). *Armenia*, 2 volumes, avec bonne carte au 1 : 1,000,000e. Longmans, Green and Co, London, 1901. Cet ouvrage capital mérite une mention toute spéciale; les questions relatives à l'étude de l'Arménie y étant traitées avec un grand souci de la vérité et une belle simplicité de langage.

ELLSWORTH HUNTINGTON. *Through the Great Ca'on of the Euphrates River*. Geographical Journal, 1902.

HOGARTH (D.-G.). *The nearer East*, 1903.

Il n'y a guère d'ouvrage traitant plus ou moins directement de la géologie volcanique en dehors de ceux qui sont mentionnés plus haut. On doit cependant mentionner le *Geographical Journal* et les *Mittheilungen* de Petermann qui renferment divers articles se rapportant à l'orographie de l'Arménie.

CARTES.

Dans les ouvrages, voir surtout celle de LYNCH, mentionnée plus haut.

Les meilleures cartes ont été publiées par la section caucasienne de l'Etat-Major russe; au 1 : 210,000e et au 1 : 420,000e et au 1 : 840,000e ; mais ces documents ne sont pas tous entrés librement dans le commerce. On se procure facilement les deux bonnes cartes allemandes dont les titres suivent :

H. KIEPERT. *Nouvelle carte générale des provinces asiatiques de l'Empire ottoman* au 1 : 1,500,000e.

LE MÊME. *Spezial-Karte des Türkischen Armeniens* au 1 : 500,000e.

CHAPITRE III

SYRIE

La région connue sous ce nom et qui comprend les deux contrees, Syrie proprement dite et Palestine, occupe la grande chaîne qui s'étend des plateaux de l'Asie-Mineure aux monts de Sinaï et de Madian : c'est la saillie, l'ourlet du sol qui borde immédiatement à l'est les eaux de la Méditerranée. Les arêtes montagneuses forment en réalité un système orographique distinct se prolongeant sur plus de 700 kilomètres du nord au sud, des plaines d'Antioche et d'Alep aux déserts qui dominent de chaque côté la grande coupure d'Arabah, par delà la mer Morte. La largeur moyenne du socle étant d'une centaine de kilomètres, l'ensemble du massif couvre une surface de 75 à 80,000 kilomètres carrés environ, mais si l'on ajoute à la région des montagnes les dépendances orientales, les volcans et les déserts qui se continuent jusqu'à l'Euphrate, le domaine syrien comprend une étendue au moins cinq fois plus considérable.

A l'occident la Méditerranée forme une limite précise. Du bord des eaux les montagnes s'élèvent rapidement, laissant place à peine pour des plaines étroites, fortement inclinées. De grandes villes pourtant, grandes surtout dans l'histoire ancienne, se sont blotties dans les anses à l'issue des vallées fertiles; quelques-unes, comme Arad et Tyr, groupaient leurs édifices sur des îlots du large.

Au nord et au nord-est la Syrie n'a point de frontière naturelle. Les chaînes qui se dressent au midi d'Antioche, parallèlement à la vallée de l'Oronte, prolongent vers le sud les montagnes de l'Anti-Taurus, de

même composition, comprises entre la vallée du Djihun et celle de l'Euphrate, de Telek à Biredjik, et les collines qui s'élèvent à quelques centaines de mètres de niveau moyen, entre Alep et Palmyre, se rattachent aux petits monts de la Mésopotamie septentrionale. Mais le seuil de passage emprunté de tout temps par les grandes voies historiques, entre la courbe de l'Euphrate et le golfe d'Alexandrette, et qui dépasse à peine 400 mètres aux points les plus élevés, sépare réellement deux systèmes. Au nord l'Anti-Taurus s'élève par degrés successifs jusqu'aux plateaux de l'Arménie et de la Cappadoce, dont il n'est qu'un puissant contrefort. Au sud le socle des monts syriens remonte avec la vallée de l'Oronte jusqu'au faîte général de la contrée.

Le désert, qui s'étale en longues pentes sur près de mille kilomètres jusqu'aux rives du Chatt-el-Arab, forme en grande partie le versant oriental du bourrelet montagneux. Les sables de toutes nuances, durcis ou mouvants, en collines ou en plaines, montrent que la mer prolongeait autrefois le golfe Persique jusqu'aux collines crayeuses de Palmyre et aux roches volcaniques des Trachones.

Il est probable que les monts alors brûlants du Hauràn et du Safah s'avançaient en vastes presqu'îles dans les flots. Le plateau sur lequel ils s'élèvent, est situé en dehors de l'alignement régulier des chaînes syriennes. Il occupe près des plus hauts massifs, c'est-à-dire vers la région moyenne de tout l'ensemble, l'angle formé par les collines de Palmyre, l'Anti-Liban et les monts du pays de Moab.

Il n'y a pas de limite précise entre la Syrie, le Sinaï et les monts d'Arabie. Des deux côtés de l'Arabah et du golfe d'Akabah les plateaux gardent la même apparence et probablement la même structure. Mais les massifs sinaïtiques se redressent hardiment en un système distinct, ayant une individualité propre; ils doivent par conséquent être étudiés à part. D'un autre côté, les montagnes qui occupent la partie septentrionale de Madian se relèvent également d'un millier de mètres et peuvent être considérées comme appartenant à l'ensemble des chaînes arabiques qui bordent la mer Rouge à l'orient.

Le relief syrien est formé par deux grandes chaînes, s'alignant à peu près parallèlement du nord au sud, et de quelques dizaines de kilomètres plus larges dans leur partie méridionale que dans la partie septentrionale. A peu près au milieu, un peu plus vers le nord, les deux saillies principales, le Liban et l'Anti-Liban, rompant l'allure

générale, s'alignent suivant une direction N.-N.-E., S.-S.-O., comme s'ils avaient tourné autour d'un pivot, fracturant ainsi les chaînes en deux points. C'est précisément dans le voisinage de la cassure méridionale que se voient en plus grand nombre les roches éruptives et les coulées de lave et que se sont dressés les volcans.

La plaine qui s'étend entre les deux Liban, l'El Bekaa des Arabes, la Cœlo-Syrie des Grecs, forme le faîte général de la contrée, d'une altitude moyenne d'environ 1,000 mètres. Elle était jadis recouverte par les eaux d'un lac, qui s'est écoulé par la cluse étroite qu'emprunte aujourd'hui le Nahr-el-Leitani, le Leontes des Anciens. L'Oronte s'en épanche vers le nord. Une petite ondulation du sol la sépare des sources du Jourdain dont les eaux descendent vers le sud pour entrer dans la mer Morte.

La dépression, d'une largeur sensiblement égale, qui s'étend de la haute vallée du Jourdain, à la partie basse de la vallée, connue sous le nom de Ghor, à la mer Morte et à la moitié septentrionale de l'Arabah, jusqu'au seuil qui sépare les bassins du lac Asphaltite et du golfe d'Akabah, est unique sur la Terre, par la grande profondeur qu'elle atteint au-dessous du niveau de la mer. Déjà au lac de Tibériade,. profond de 42 mètres (BARROIS) la différence avec le niveau de la Méditerranée est de plus de 200 mètres. Le miroir de la mer Morte oscille de 392 à 395 métres en contrebas de la mer de Syrie et la profondeur de la nappe d'eau atteint environ 400 mètres. Au sud, le fond de la crevasse se relève et au seuil d'Arabah il est de 240 mètres plus haut que le niveau marin (VIGNES).

Il est probable que la dépression du Jourdain formait autrefois un golfe allongé communiquant avec la Méditerranée par la plaine d'Esdraelon, qui interrompt quelque peu l'alignement des chaînes occidentales et dont le seuil est à 120 mètres de hauteur. Sur les rives du lac de Tibériade et de la mer Morte des terrasses s'étagent à diverses hauteurs, indiquant des niveaux successivement abandonnés par les eaux et précisément des deux côtés les plus hautes plages de sables et de marnes se trouvent à la même altitude que le niveau de la mer. Un exhaussement alluvial du sol de la plaine d'Esdraelon ou peut-être les éruptions des volcans qui s'élevaient dans le voisinage, auront fermé le goulet. Certains géographes pensaient que la vallée du Jourdain était plutôt en communication avec la mer Rouge par la profonde cassure de l'Arabah. Mais c'est là une erreur. Le seuil de

l'Arabah est deux fois plus élevé que celui de la plaine d'Esdraelon et de nombreuses traces du passage des eaux apparaissent dans cette dernière plaine.

La concentration des matières salines dans la cavité de la mer Morte a eu pour conséquence de modifier graduellement la composition de l'eau, beaucoup plus dense que l'eau de mer, puisque son poids spécifique est de 1,162 et même de 1,256 sur les plages d'évaporation [LARTET]. Le flot de la mer Morte ne permet point au corps humain de s'enfoncer et tue les poissons, les crustacés et autres animaux qu'apportent les affluents. Les sels caractéristiques du bassin, ceux qui sont la principale cause de la nature léthifère des eaux, sont le chlorure et le bromure de magnésium; la proportion de brome y est aussi très forte, mais l'iode paraît manquer complètement. Au nombre des produits naturels recueillis dans le bassin se trouvent aussi des matières bitumineuses, qui lui ont valu le nom de « lac Asphaltite ». L'écume de la mer Morte, de nature visqueuse, se maintient longtemps sans se résoudre. Ce que l'on appelle la « barre blanche » à la surface du lac, n'est autre chose qu'un liséré de cette écume, mêlée à des impuretés diverses. Les vagues qui viennent se briser sur la rive occidentale du lac produisent un reflux sous-lacustre dont l'écume reparaît au large, sensiblement parallèle à la côte et formant cette zône blanchâtre que l'on aperçoit des hauteurs de la rive.

Au sud-ouest de la mer Morte, une petite colline couverte de dépôts salins rappelle, par son nom d'Usdom, la ville de Sodome, célèbre dans les légendes hébraïques. Les voyageurs ne manquent pas de visiter, en passant, la masse saline qui se dresse sur le faîte et que les Arabes signalent comme étant les restes pétrifiés de la trop curieuse femme de Loth. Pour expliquer scientifiquement ces récits, Strabon, suivi par d'innombrables commentateurs, mais contredit par Ératosthène, attribue la destruction de Sodome et des « treize villes » à des éruptions volcaniques (livre XVI, chap. 2). Mais aucun voyageur ne signale dans ces régions de foyer d'éruption bien distinct. H. Poole (*Report of a Journey in Palestine*. Geogr. Journ., 1856, page 55) parle bien de cavités ressemblant à des cratères, au sud-est et au sud-ouest de la mer, et indique dans leur voisinage des cendres, du soufre et des fragments de lave : mais ses notes sont trop vagues pour qu'on puisse affirmer l'existence de grands foyers éruptifs dans la contrée. Les dépôts, que signale de Saulcy comme étant une coulée de

lave, au nord de la colline d'Usdom, parurent à Rey et à ses compagnons être formés par les concrétions d'une source pétrifiante : ces amas calcaires contiennent des fossiles de roseaux et des coquillages d'eau douce.

L'alignement des montagnes syriennes, la dépression intermédiaire de la Coelo-Syrie et tout particulièrement la fosse au fond de laquelle coule le Jourdain et se prolonge la mer Morte, continuée par le golfe d'Akabah, sont considérés par les géologues comme se rattachant à l'ensemble des lézardes qui se sont produites dans la structure de l'Ancien Monde. Le lac Nyassa, le Tanganyika et son prolongement vers le haut Nil, la fosse volcanique ouverte entre le massif du Kilimandjaro et les montagnes de l'Ethiopie, la mer Rouge et la déchirure syriaque appartiendraient à la même série de crevasses; enfin les grandes éruptions volcaniques, les épanchements de lave du Djebel-Haurân et du Safah auraient été causés par la dislocation latérale des terrains qui bordent la ligne de fracture.

Les roches volcaniques qui se sont fait jour dans toutes les montagnes syriennes sont principalement des basaltes.

Au nord, elles ont percé les calcaires ardoisés et les craies de l'Amanus, la montagne qui relie le massif syrien aux monts de l'Anti Taurus. [GEORGE E. POST.] A l'est et au sud, on les a trouvées dans les carrières de Dana et les calcaires grisâtres des monts d'Ansarieh. Ic les roches dioritiques sont surtout représentées. Mais c'est dans le massif principal, le majestueux

Liban, qu'elles sont le plus fréquemment signalées.

Les mille strates de marne, de chaux, d'argile, de marbre, de dolomite et de craie, de grès et de sable, qui forment le Liban, appartiennent sans exception aux âges moyens de la craie et peuvent être rangés dans la même catégorie que les rochers de la Suisse Saxonne, que le Carso de Trieste et les monts Provençaux de Nice, de Marseille et du Ventoux. La grande régularité de ces strates crétacées du Liban donnerait à l'ensemble du système orographique une extrême monotonie si la crevasse orientale de la Cœlo-Syrie n'avait introduit dans l'ensemble des multitudes de fléchissements, d'écroulements et même de

renversements complets : les fissures, les grottes et les lézardes succèdent aux hauteurs régulières de la montagne proprement dite.

Un autre élément de variété dans la masse du Liban est produit par les mélaphyres et les « basaltites » qui ont apparu en mille endroits. Ces roches brunes et noires se montrent comme des noyaux entre les couches de grès, non en crêtes ni en aiguilles, mais en dômes aplatis. Autour de ces masses sombres s'étalent des tufs verdâtres occupant en certains endroits des kilomètres carrés de surface et donnant leur nuance aux sables environnants; d'autres couleurs, le rouge, le rose, le jaune se marient à celles des roches volcaniques et contrastent çà et là avec le noir de lignite où les Arabes des environs ont souvent cherché, mais en vain, du combustible exploitable. Les seules trouvailles de valeur qu'aient faites les mineurs indigènes dans ces montagnes, consistent en ambre et en bitume. Les conifères et les cycadées qui recouvraient autrefois la montagne ont fourni la résine parfumée de l'ambre, aussi pure et belle en maints endroits que sur les côtes de la Baltique. [OSCAR FRAAS, *Drei Monate am Libanon*.]

Les monts de Galilée continuent le Liban vers le sud. Dans leur partie orientale à quelques kilomètres au N.-O. de Safed, Robinson passa près du cratère d'un volcan éteint [*Travels in Palestina, etc., in 1838.*], le « volcan de Safed ». Le voyageur anglais suppose que ce fut là le point central d'où partit la violente secousse qui, au printemps de l'année précédente (1837), détruisit Safed et les villages environnants, écrasant 4,000 personnes sous les débris. Les tremblements de terre sont fréquents dans cette région volcanique. Les Juifs de la ville les considèrent comme des signes avant-coureurs de la venue de leur Messie.

Le basalte apparaît partout en petits groupes sporadiques dans les calcaires gris à nummulites et autres roches secondaires et tertiaires qui forment les montagnes de la Judée.

A l'est du Liban, la saillie parallèle est à peu près semblable de l'Anti-Liban se termine au sud par la masse régulière du

Hermon, appelé par les Arabes Djebel-ech-Cheïkh ou « mont du Chef », à cause de sa hauteur, ou peut-être de l'aspect vénérable que lui donnent les neiges d'hiver. C'est une des montagnes les plus sacrées

de la Syrie et sur sa croupe s'élèvent d'innombrables édifices religieux de toutes époques.

Quoique situé dans le prolongement de l'Anti-Liban, il forme bien un massif à part et la route de Beirout à Damas qui passe au nord par un col de 1,300 mètres d'altitude, peut être considérée comme marquant le seuil de séparation. Le pic à trois pointes qui domine la montagne a été diversement mesuré par les voyageurs. La carte du corps expéditionnaire en Syrie lui donne 2,860 mètres d'altitude; d'après Stübel, sa hauteur serait de 2,750 mètres.

Les roches du Hermon sont en grande partie crayeuses, mais de sa base se sont épanchées diverses coulées. A l'ouest, le Nahr-el-Hasbani, branche occidentale du haut Jourdain, s'est creusé une gorge étroite à travers des cheires de lave, au sortir de la fontaine d'origine.

Tell-el-Kady, monticule qui s'élève au sud-ouest du Hermon, et qui présente toute l'apparence d'un volcan, verse une autre source du Jourdain à une masse liquide admirablement transparente; celle-ci jaillit à la base de cette butte et va se mêler à un autre courant, de moindre volume, qui naît dans le cratère même, et forme avec la première le haut affluent du Jourdain, dit le Leddân. Une autre coulée,

Uarât ez-Zâkiye, l'une des plus remarquables de l'Ancien Monde par sa longueur, s'est épanchée sur le versant oriental. Elle se développe, dans la direction de Damas, en une longue courbe de plus de 30 kilomètres, noire sur le fond blanc des roches crayeuses; de loin, on pourrait croire que cette masse sombre est une forêt. Nulle part on ne distingue le cône d'éruption, [A. STUEBEL.] ce qui pourrait faire croire à l'existence de crevasses profondes recouvertes maintenant par des amas de laves.

Il semble que vers le sud les manifestations volcaniques soient plus apparentes encore. Une dépression marécageuse, d'environ 5 kilomètres de tour, aux bords légèrement relevés, fut probablement une bouche d'éruption : c'est le

Birkhet-er-Ram, peut être le Phiala des anciens. Un cône volcanique, le

Tell-el-Akhmar, la « Butte Rouge », s'élève au sud.

Les roches volcaniques apparaissent également dans la vallée du Jourdain. Au sortir du Bahr-el-Houleh la rivière coule d'abord avec lenteur, puis glisse rapidement sur le plan plus incliné de la vallée,

entre des parois basaltiques. Le lac de Tibériade, dont la ville riveraine qui lui a donné son nom fut renversée par le tremblement de terre de 1837, se trouve environnée de terrains éruptifs. A l'ouest ce sont surtout des laves doléritiques. De ce côté le

Karu Hattin ou « mont des Cinq mille Rassasiés » est un des amas de laves qui ont été rejetés du sol vers la rive du lac. [A. STUEBEL.] A l'est, la province de Djaulan est couverte entièrement de basalte. [WILSON. *Recent Surveys in Sinaï and Palestine.*] D'autres volcans, le

Tell Hich, le

Tell Feras, ou Tell Faras, le

Tell Hâra, et quelques autres à l'est, se dressent sur un champ de lave, que Rey compare, toutes proportions gardées, à l'énorme et fantastique Ledja.

Les montagnes transjordanes et celles du pays de Moab, qui les prolongent au sud, s'étendent en un vaste plateau de 700 à 900 mètres d'altitude moyenne, à l'orient du Ghor, de la mer Morte et de l'Arabah. Elles descendent en gradins escarpés dans la profonde dépression que leurs plus hauts sommets dominent de 1,500, 1,600, 1,800 mètres. A l'est, le Hauràn et d'autres montagnes les séparent de l'immense désert de Syrie. Les eaux qui descendent vers l'occident, Yarmouk, Djabok, Modjib ou torrent d'Arnon et nombre de ouadî secondaires les ont profondément sculptées. Quoique nues et caillouteuses en grande partie, elles sont toutefois plus boisées que les monts cis-jordans. Des pâturages, des cultures même entretenues par des tribus bédouines occupent les vallées.

Idumée. Toute cette contrée pourrait être appelée « la Rouge » comme le Hauràn ; d'ailleurs, ce nom n'est autre que celui de Edom, qui signifie Rouge dans les langues sémitiques (REY). Tous les grès de la rive orientale de la mer Morte sont colorés par l'acide de fer. La chaîne de montagnes d'Adjoun est composée de calcaire rose. En Arabie Pétrée les sables également donnent la couleur au paysage. Le nom arabe « Akmar, Akmara », signifiant également « rouge », est porté par nombre de pics, de tells, d'ouadî [G. REY.]

Les roches volcaniques apparaissent sur de nombreux points parmi les roches calcareuses et gréseuses, qui forment les plateaux transjordans. Quelques pics sont revêtus de basaltes. A l'est de la mer

Morte, Lartet signale trois coulées importantes. La plus septentrionale sort d'une colline conique appelée Mergab es-Suweineh. La seconde, qui suit le lit du Zerka Maïn, semble sortir de de l'el Hummar, près du Djebel Attarur, oû se trouvent accumulés des conglomérats de cendres et de scories basaltiques. La troisième, qui paraît provenir du cône aigu de Muntar es Zarah, limite au sud la petite plaine de Zarah, où jaillissent en quantité des sources chaudes, dont les dépòts d'incrustation atteignent une épaisseur considérable. Une petite coulée borde la plaine au nord.

Près de l'embouchure du Zerka Maïn, les sources thermales sulfureuses (65 à 70° centigrades) de Callirhoé, ainsi nommée par Hérode, forment un petit ruisseau que retient une digue de basalte. Les concrétions formées par les sources s'élèvent en terrasses; l'une d'elles n'a pas moins de 50 mètres d'épaisseur et des troncs de palmiers s'y sont pétrifiés.

Rey remarqua au nord-est de la mer Morte des falaises entièrement basaltiques.

A l'est des monts qui constituent l'épine dorsale de la Syrie, des roches volcaniques se montrent sur plusieurs points en dehors des grandes nappes d'épanchement du Haurân et du Safah. On les rencontre même au nord de Damas, dans le voisinage de la plaine. Là coule la rivière el Mandur, au fond de laquelle jaillissent en plusieurs endroits des sources sulfureuses, que l'on croit être dues à l'activité volcanique de la contrée. Une autre rivière, Nahr el Mukebret, ou le « Fleuve de Soufre », jaillit au milieu d'un tourbillon de vapeur, près du village de Ruhebe, à six lieues au nord-est de Damas; il fait mouvoir les roues de plusieurs moulins, puis s'épanche à l'extrémité septentrionale du lac d'Atèbe [WETZSTEIN].

Immédiatement au sud de la plaine ou plutôt du jardin de Damas, les premières collines sont d'origine éruptive. A la distance d'environ vingt kilomètres de la cité, on voit s'aligner dans la direction de l'ouest à l'est les escarpements du

Djebel Mani, formé par une longue saillie, dont l'arête la plus élevée atteint 1,110 mètres, soit environ 420 mètres au-dessus des jardins de Damas. Le Djebel Aswad ou le « mont Noir » s'appuie à sa base, comme un « squelette », de roches décharnées [STUEBEL]. A l'ouest, la longue coulée du Ḳarát ez-Zakiye, qui s'est partiellement

déversée des pentes inférieures du Hermon, barre de ses roches noires la vue des montagnes. Le chemin de fer de Damas à la Mecque traverse maintenant ces âpres monts de lave.

Subbet Firun. Ce petit cône, le « Tas de Froment », qui rappelle le souvenir ou plutôt la légende des « Pharaons », prolonge une arête dans la direction du sud, parallèlement à la voie ferrée. Les pierrailles agglomérées, d'une nuance jaunâtre qui constituent ce volcan, ont en effet l'aspect d'amas de froment ; on raconte que ce furent en réalité des amas de provisions pour les milliers d'hommes qui creusaient un canal d'irrigation, encore partiellement existant, que l'on voit dans le voisinage. Le « Tas de Froment » fut changé en pierre par la malédiction divine.

A l'est s'ouvre la vallée du Khanafis, qui finit par l'un des marais du désert, au sud-est de Damas. On se trouve déjà dans la région volcanique du Djebel Haurân, contrée de la Syrie à laquelle la forme, l'aspect du sol, les traits géographiques donnent un caractère particulier et qui eut toujours son histoire bien distincte. Ainsi que le dit Wetzstein, peut-être avec une certaine exagération, « la région volcanique du désert de Syrie ne fut dépassée dans le monde par aucun autre foyer en intensité d'action ».

HAURAN.

Dans son acception générale, ce nom, l'ancien *Aoranitis*, provenant peut-être du mot hébraïque Hor, dans le sens de « montagne des Grottes », s'applique à un plateau de contours ovalaires qui embrasse, au sud des campagnes de Damas, un espace de 135 kilomètres sur une longueur moyenne de 120. Dans ce vaste domaine, d'environ 16,000 kilomètres carrés, des plaines contrastent avec des monts, mais partout la couche supérieure du sol, dont l'altitude moyenne atteint 550 mètres, est d'origine éruptive et, dans toute sa partie méridionale, elle se décompose en une terre rouge, d'une extraordinaire fécondité. Le nom d'Ard-el-Hamra, « Terre Rouge », se confond avec celui de Haurân dans le langage des Bédouins. Sur le pourtour du Haurân, les limites sont précisées, à l'est par les terres jaunes du Harra, provenant de la décomposition de laves différentes;

au sud par la terre blanchâtre ou « couleur de fromage » qui recouvre les roches du Hamad ou de la steppe. Enfin, les terres noires des alluvions bordent, du côté de Damas, le pied des terrains à sol rougeâtre. [STUEBEL].

La formation basaltique du Haurân et des autres volcans du désert syrien est évidemment moins ancienne que celle du Hermon. Ses foyers brûlaient probablement à l'époque où le golfe Persique baignait son versant oriental ainsi que les calcaires et les grès sur lesquels est édifiée Palmyre [BURTON].

La terre du Haurân produit spontanément beaucoup de seigle sauvage, plante qui n'est pas cultivée en Syrie; de même l'orge et l'avoine, céréales précieuses pour les laboureurs de la contrée, appartiennent à la flore endémique du Haurân [WETZSTEIN] : c'est probablement de là que les peuples civilisés ont reçu, par l'intermédiaire des anciens Hittites, ces plantes alimentaires qui ont pris une si grande importance dans la vie des nations. La terre rouge du Haurân produit le meilleur froment, ou du moins le plus apprécié de la contrée, très remarquable par la translucidité du grain. Jamais on ne fume le sol : le moindre engrais aurait pour conséquence de faire pousser la plante en feuilles au détriment de la récolte.

La partie orientale du Haurân et celle du sud ont changé d'aspect pendant les temps historiques, grâce aux travaux des cultivateurs. La terre rouge était autrefois cachée par une dalle continue de lave d'une faible épaisseur, divisée en d'innombrables fragments par l'effet du climat. Les paysans se sont livrés à un labeur gigantesque pour dégager le sol meuble de ces débris superficiels, que partout on voit maintenant se dresser en murs et en pyramides. Mais ces travaux d'épierrement ne sont plus continués, par suite des guerres et des massacres. La région sud-orientale du Haurân n'a plus que quatorze lieux habités, tandis qu'on y voit encore les restes, en certains endroits admirablement conservés, d'environ trois cents villes et villages. La région fut autrefois l'un des grands centres de culture du monde asiatique, et les archéologues rivalisent d'admiration dans les récits qu'ils nous font des restes architecturaux de la contrée. Même les villes souterraines, qui servaient de refuge aux gens du Haurân, lors des invasions ennemies,étaient ornées avec un grand art et suivant un style original, qui témoigne d'une remarquable initiative, due évidemment à un état de longue indépendance nationale. C'est à l'emploi d'énormes blocs de

lave dans leurs constructions que les indigènes durent d'être considérés jadis par leurs voisins comme des géants, des « Rephaïm ».

Bien que le Haurân soit une des régions volcaniques les plus homogènes dans son ensemble [STUEBEL], cependant il se divise naturellement en deux parties ayant chacune son aspect spécial. La partie septentrionale est un plateau, le

Ledja, l'ancienne Trachonitide : les deux mots ont à peu près le même sens et signifient régions de « refuge » rocheuses, hérissées de saillies et presque inaccessibles. [WETZSTEIN.] Les deux « Trachones » dont parlent les anciens auteurs comprennent d'une manière générale le Ledja, qui est la Trachonitide proprement dite, mais aussi tout le Haurân, et, du côté de l'est, les massifs volcaniques du Diret et-Tulûl et du Safah, qui sont le « deuxième Trachone ».

La partie méridionale du Haurân est dite parfois le Djebel-ed-Druz, la « Montagne des Druzes », d'après les habitants actuels du versant oriental et de la plaine féconde qui s'étend à l'est vers le Harra. Le ravin dit du Kanawat, qui descend des faîtes du Haurân pour déverser ses eaux de pluie dans le Jourdain par le Cheriat el-Menadir, est la division naturelle entre le Ledja et le Grand Haurân ou montagne des Druzes. D'après Wetzstein, il ne faudrait voir dans le Ledja qu'une immense coulée descendue du sud-est au nord-ouest des montagnes du Haurân. On distingue spécialement deux fleuves de lave, aussi faciles à reconnaître du haut d'un observatoire de montagne que les cours d'eau serpentant dans les plaines. Les quatre montagnes :

Tell-Chihân;

Garâret ech-Chemâliye;

Djemal, et

Garâret el-Kibliye, alignées du nord au sud, à l'extrémité septentrionale du massif, comme une « batterie de canons » furent les trous de coulée par lesquels s'épancha la cheire orientale. Le cratère égueulé du Tell-Chihân, le plus vaste de toute la région volcanique, présentant un ovale d'environ 1,500 mètres de tour, s'ouvre visiblement vers le plateau du Ledja. Le cône du volcan, s'élevant à 400 mètres au-dessus du plateau, porte à sa pointe, comme

la plupart des autres montagnes du Haurân, le tombeau d'un chef bédouin, que l'on aperçoit de tout le cercle de l'horizon, depuis le Hermon jusqu'au Safah. D'autres pointes et des cratères furent utilisés comme forteresses naturelles.

El-Klêb, ou le « Cœur » au centre même du massif haurânique, est le volcan, dont les issues, avec celles des moindres cratères des alentours, tournées vers le nord-ouest, épanchèrent les flots de la coulée de lave occidentale, origine du Ledja : on le poursuit du regard jusqu'à Mismiyé, ville ruinée située au bord du ravin qui sépare du Haurân le système du Djebel-Mani. Une forêt recouvrant les hautes pentes et le fond du cratère, montre des paysages uniques dans ces montagnes du désert syrien.

Les monts du Haurân sont d'une faible altitude moyenne au-dessus du socle qui les porte; leur hauteur absolue n'atteint 2,000 mètres par aucune des cimes. Stübel dit expressément que la plus haute saillie du Haurân est formée par le

Djebel-Djena, qui s'élève à 1,802 mètres, à l'est du Klêb : des coulées inclinées de lave constituent la partie supérieure de la montagne, dont les cavités s'emplissent de neige en hiver, jusque vers la fin de mars, tandis qu'en été les troupeaux des Bédouins viennent y pâturer l'herbe rare.

Entre les deux grandes sources de lave, d'où se sont déversées les cheires du Ledja, surgissent les cimes d'autres volcans :

Abu-Tumês;

Umm-Uchdûkh;

Umm-Dubêb;

Guwelil;

Agelat.

Umm-Dubêb est percé dans tous les sens de galeries creusées par des troglodytes d'origine inconnue. Parmi toutes ces montagnes, la plus remarquable par la régularité presque mathématique de son cône, est l'Umm-Uchdûkh ; on n'y voit les traces d'aucune explosion, mais seulement des scories et des laves, celles-ci ayant encore un aspect de fluidité comme si elles venaient de sourdre de la montagne.

Dans la rivière de Luva, qui coule au nord du volcan, l'eau et la nappe onduleuse des laves semblent entraînées par le même courant [WETZSTEIN]. Le cratère de l'Umm-Uchdûkh, qui a plus de 500 mètres en circonférence, se creuse à une grande profondeur, jusqu'au niveau de la plaine inférieure : lors de la visite de Wetzstein, en 1858, un beau mûrier croissait au fond du gouffre.

La partie méridionale du massif hauranique dresse également des cônes volcaniques réguliers, presque tous couronnés de ruines :

Tell Abdmâr (1447 m.) porte des débris de temples mahométans.

Tell-Skhaf (1657 m.) est revêtu à la cime des larges dalles d'un cimetière de Druzes. Cette montagne, située à l'angle sud-oriental du Haurân, est celle d'où l'on peut embrasser le panorama le plus étendu, sur les monts du Safah, les espaces monotones du Harra et les plaines cultivées qui les séparent du Haurân. Du centre d'éruption où l'on se trouve, il semble que les coulées de lave se sont épanchées la veille : les âges ont passé sur les fleuves de pierre rouge sans y laisser leur trace.

Tell-Salkhad, qui s'élève sur le promontoire méridional du massif et domine une ancienne route romaine, présente le curieux spectable d'un cratère aménagé en forteresse. Au sud-est, sur la même voie romaine,

Khidr Imtân est fameux dans toute la contrée par son lieu de pèlerinage, dont les sanctuaires sont dressés sur la pointe même du volcan. Cette montagne, presque isolée dans la plaine, se distingue des cônes du Haurân proprement dit par la nature massive de ses roches, parsemées de cristaux d'olivine brillants et que l'on dirait de loin revêtues de plaques violettes de métal [WETZSTEIN].

Très nombreux dans le Haurân et sur son pourtour sont les autres monts ou monticules éruptifs, autant de cheminées de la grande usine intérieure, mais il serait oiseux de mentionner toutes ces pointes, ces cratères et crevasses : on doit se borner à signaler les montagnes remarquables par leur forme, leur attitude, leur position et le pittoresque de leurs ruines. Fort curieuse aussi, dans la dépression qui

sépare le Haurân du Harra sont les buttes dans lesquelles les anciens habitants de la contrée ont creusé les galeries en labyrinthe de leurs cités souterraines. Ces remarquables hypogées se trouvent presque toutes dans le voisinage de la ville de Skhakka, au sud du cratère de

Tell Habis, gouffre qui s'ouvre au milieu de la plaine bouleversée par ses éruptions et d'où sort au nord-est une énorme coulée.

D'après Gustave Rose, toutes les roches ignées du Haurân se composent de scories poreuses et de dolérites fort semblables à celles du Puy-de-Dôme, des cristaux de labradorite grisâtre, d'olivine jaune et verte, d'augite noire sont parsemés dans l'épaisseur des laves.

DIRET ET-TULÛL et SAFAH.

A l'est de la plaine de Damas, qui se termine par le lac marécageux de Bahret el-Atêbe, se prolonge du sud-ouest au nord-est un étroit passage désert à bon droit redouté pendant les époques de trouble politique et de brigandage : c'est le Derb el-Ghazawat ou le « Chemin de la Razzia ». Cette dépression est la limite précise d'un autre champ volcanique non moins remarquable que le Haurân et qui, d'après l'opinion de Wetzstein, aurait encore été dans sa période d'activité à des âges historiques plus récents, tant les laves ont de fraicheur et d'éclat. Cette contrée d'éruption ou Trachone oriental, n'a pas de nom général dans le langage populaire, mais les géologues ont fini par s'accorder en le désignant par l'appellation arabe de DIRET ET-TULUL « le pays des Monticules ». Le très grand nombre des petits cônes d'éruption, dispersés sur un très vaste plateau de laves trachytiques, porte les géologues à croire que le foyer commun de toutes ces scories se trouve à une faible profondeur et que son volume primitif limité, de toutes parts, a été facilement épuisé. [A. STUEBEL.]

Les petites élévations qui parsèment le grand épanchement de lave à la hauteur variable de quelques dizaines de mètres jusqu'à 200 mètres ou davantage, n'ont point toutes la forme classique du cône régulier se redressant vers un piton central et se creusant au sommet d'une

coupe régulière. Quelques-unes des hauteurs ont l'aspect d'une longue boursouflure déchirée au sommet, ou sur une de ses faces; d'autres ressemblent à des coquilles d'œuf jaillissant du sol et diversement rompues sur leur pourtour. Wetzstein explique ces formations par la naissance de véritables pustules ou ampoules pleines de gaz qui firent explosion au-dessus de la surface. Nulle part ces restes de bulles n'ont projeté de pierres ni déversé de lave; on remarque d'une façon très nette que ce furent de simples poches à gaz.

Mais la partie la plus remarquable du Dîret et-Tulûl est celle que nous présentent les Kiyan (au singulier Ka ou Kra) que l'on remarque surtout dans la partie méridionale de la contrée. On dirait que la masse de la substance épanchée a fait retrait çà et là, de façon à ménager des espaces intermédiaires, des vides de dimensions inégales ayant en moyenne de 50 à 100 pas de largeur, mais se développant en



D'après Wetzstein.

Fig. 1

longues sinuosités, jusqu'à des kilomètres de distance : ce sont des retraites où les brigands, parfois aussi des révoltés et des opprimés trouvent un asile absolument sûr; nulle force armée n'oserait les

poursuivre dans cet âpre labyrinthe : c'est pour cela que les bandes assyriennes, et toutes celles qui leur ont succédé dans la domination du pays, voyaient surgir de terre des flots de rebelles, aussitôt après leur passage. Les sentiers passent au-dessus du dédale entre les précipices; quelques-unes de ces parois étroites sur lesquelles on s'avance en tremblant semblent n'être que de simples lamelles de verre, rouges ou noirâtres.

La falaise sud-occidentale du Dîret et-Tulûl, composée de couches de lave s'étant arrêtées à peu près à la même distance de leur lieu de sortie, est désignée sous le nom de Waàr à cause de la nature poreuse de ses laves. Les indigènes font d'étranges récits sur ces falaises mélangées singulièrement d'une argile jaunâtre qui ressemble à de gigantesques ossements [BURTON] : on dit qu'en cet endroit les enfants d'Israël ont été « pétris dans le rocher ». [WETZTEIN.]

La butte que les Bédouins signalent comme digne du premier rang est

El-Akir, centre géométrique du massif; on l'appelle aussi Cheikh et-Tulûl, le « chef des Monticules ». Au nord-est s'élève la

Um-el-Ma'ze, ou la «mère de la Chèvre», presque complètement isolée. Les diverses buttes, vues de ce cône central, présentent toutes, dans la direction de l'est, une sorte de « queue » formée par la poussière que le vent régulier de l'ouest arrache aux parois du volcan pour la déposer à la surface du plateau [BURTON]. Au nord, le promontoire extrême du massif est le

Tulêsuwa. A l'est c'est le

Mekhûl, ou l' « Œil noir ». Au nord-est se dresse le

Rigm-el-Mara, pris généralement comme lieu de passage entre le Dîret et-Tulûl et les grandes plaines volcaniques du Harra. Les Bedouins Chtaye en utilisent les pâturages étendus. Au sud-est la pointe la plus saillante du pays est

L'Ed Durs ou Ed-Zirs, la « Dent », ainsi nommée à cause de sa orme escarpée. A sa base occidentale la fontaine d'Umm-Niràn ou « Mère du Feu » s'échappe d'une grotte de basalte, versant une onde fraîche que l'été même ne parvient pas à tarir [BURTON].

Le Safah proprement dit groupe ses pitons au sud du Dîret et-Tulûl,

dont il est séparé par une petite dépression de pâturages. Le plateau sur lequel se dressent ses bouches d'éruption est moins élevé en moyenne d'un peu plus de 100 mètres que le Dîret et-Tulûl, mais les volcans y ont une saillie plus forte. L'ensemble des coulées, qui recouvre une superficie d'environ 300 kilomètres carrés, paraît de loin presqu'horizontal, grâce à la fluidité des laves qui se sont épanchées suivant une pente presqu'indécise [A. STUEBEL]; mais les cônes ont grand air et les Arabes les comparent, bien qu'ils soient au nombre d'une dizaine, aux doigts d'une main se redressant vers le ciel. Le Safah est la « montagne Nue ». Chaque coulée ressemble à un lit de fonte, hérissé d'énormes boursouflures par l'explosion des gaz. La formidable région, où ne se sont hasardés que de rares voyageurs, apparaît encore aujourd'hui telle qu'elle était à l'époque de sa formation. Ses coulées de lave brillent comme du métal fondu; du flanc des cratères semblent s'épancher des torrents aux flots noirs et rouges; des arches jetées d'une roche à l'autre paraissent comme figées au-dessus d'un fleuve brûlant. La rangée méridionale présente un aspect véritablement effroyable : en abordant ces montagnes, on se demande si le feu n'y couve pas toujours. Les bords de quelques volcans sont hérissés de laves floconneuses semblables à des flammèches et diversement inclinées, comme sous l'effort du vent; il est probable qu'elles se déposèrent en arborisations légères et qu'elles se sont, en effet, recourbées sous l'impulsion des courants aériens.

Presque tous les cratères du Safah s'ouvrent, non au sommet des cônes épars sur la noire surface du plateau, mais dans l'épaisseur même des laves. Partout on voit des gouffres arrondis semblables aux vides formés par les bulles de gaz dans les scories; mais ces vides ont jusqu'à 300 mètres de largeur et 20 à 50 de profondeur. Les uns sont isolés; d'autres sont tangents ou bien séparés seulement par des murs étroits, simples parois de verre rouge ou noirâtre.

Dans ce « morceau d'Enfer » les bouches du Tartare souterrain, les « *gefâgifs* », sont vraiment innombrables; ce sont autant de chaudières dans lesquelles bouillonnait la pierre fondue. Des scories formant un ourlet extérieur à ces Kilauea en miniature, prennent souvent l'aspect d'écorces, comme si elles avaient fait partie d'un tronc d'arbre dont la masse centrale aurait disparu [WETZSTEIN].

Sur le Safah la seule végétation est celle des lichens blanchâtres qui s'attachent au basalte. L'eau qui tombe sur les scories et les cendres

se perd dans les interstices et ne reparaît qu'à la base des laves, au contact des argiles çà et là transformées en roches cristallines par la chaleur des matières ignées.

Le géant du Safah est l'

Abu-Ghanim, haut de 575 mètres, composé de laves un peu moins fluides que celles du plateau qui lui sert de socle : de nombreux cônes de très faible saillie se pressent autour de lui. Au sud le

Snetaa n'est qu'un squelette de volcan ; les parois extérieures du cratère se sont partiellement écroulées et la cheminée supérieure, soutenue par quelques piliers, reste suspendue au-dessus d'un abîme ; de minces lames de verre, des stalactites de lave frangent la surface d'arrachement.

Tell es-Safah, au centre du massif, est désigné de loin comme le doigt médian de la main formée par le Safah, tandis qu'au sud le

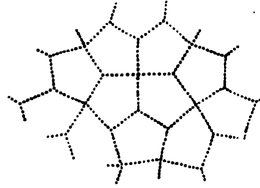
Khnesir est désigné comme le petit doigt. Quelques Arabes habitent temporairement les dépressions du Safah après les temps de pluie, mais s'enfuient dès les premiers jours de chaleur.

Au sud-est du Safah, le Ruhbê, contraste délicieux avec l'Enfer de la montagne voisine, est un véritable Paradis arrosé par quatre ruisseaux qui pendant la saison d'hiver s'unissent en un lac charmant. Pas un arbre ne croît dans cette plaine fertile, entièrement consacrée à l'agriculture, bien que les indigènes n'aient pas un seul instrument et ne labourent point le sol. La récolte naturelle provenant de la simple semence dans la terre féconde, produit en moyenne 80 et même 100 fois le grain qu'on y a jeté. Le produit de la moisson est porté par les indigènes sur un champ de lave où se fait le travail de battage.

La grande plaine monotone du

Harra, qui s'étend au sud de la Trachonitide orientale, est aussi un « pays brûlé » : il se compose principalement d'une mince couche de basalte découpée par le retrait en d'innombrables dalles ayant en certains endroits une régularité presque géométrique. Les petits cailloux et graviers qui s'arrêtent dans les fissures contribuent à donner à l'ensemble une apparence artificielle de carrelage véritablement étonnante.

Ailleurs le Harra est entièrement formé d'un sable noirâtre tellement meuble qu'on peut le dire presque fluide et que les animaux risquent de s'y enliser. Le Harra fait déjà partie du désert qui s'étend vers les bouches de l'Euphrate. Cependant les nécessités du commerce entre l'Euphrate et la grande dépression syrienne ont justifié l'établissement dans cette contrée de postes commerciaux et militaires : les archéologues y étudient de nombreuses ruines à statues et inscriptions [GRAHAM].



D'après Wetzstein (1).

Fig. 2

---

(1) Cette gravure montre l'aspect régulier des dalles du Harra formées par le basalte.

Bibliographie.

LIVRES.

CARL RITTER. *Die Erdkunde*, vol. XV, XVI et XVII, Berlin, 1850-55, contenant le résumé des ouvrages importants parus avant leur composition.

MOLYNEUX. ***Expedition to the Jordan and the Dead Sea.*** Journ. of the Roy. Geogr. Soc. Londres, 1848, vol. XVIII, p. 104.

F. LYNCH. ***Narrative of the U. S. expedition to the river Jordan and the Dead Sea.*** 1 volume. Londres, 1849.

LE MÊME. ***Official report of the U. S. expedition to explore the Dead Sea and the Jordan.*** Baltimore, 1852.

DE SAULCY. ***Voyage autour de la mer Morte en 1850-51.*** Paris, 1853, 2 volumes avec atlas.

LE MÊME. ***Voyage en Terre Sainte.*** Paris, 1865, 2 volumes avec esquisses topographiques et plans.

L. PORTER. ***Five years in Damascus, with travels and Researches in Palmyra, Lebanon, etc.*** Londres, 1855, 2 volumes.

G. REY. ***Voyage dans le Hauran et aux bords de la mer Morte en 1857 et 1858.*** 1 volume.

LE MÊME. ***Essai géographique sur le nord de la Syrie.*** Bull. de la Soc. de Géogr. de Paris, avril 1873, p. 337.

C. GRAHAM. *Explorations in the desert east of the Haurân*. Journ. of the Roy. Geogr. Soc. Londres, 1858, p. 226.

VAN DE VELDE. *Memoir to accompany the map of the Holy Land*. Gotha, 1858.

G. WETZSTEIN. *Reise in den beiden Trachonen 1858*. Zeitschrift der Gesell. fur Erdk. Berlin, 1859, z. 109.

LE MÊME. *Mittheilungen über Haurân und die Trachonien*. Même revue, 1859, p. 265.

LE MÊME. *Reisebericht über Haurân und die Trachonien 1860*. Ouvrage très remarquable par ses observations consciencieuses sur les Trachones.

ROBINSON. *Physical Geography of the Holy Land*. Londres, 1865.

V. GUÉRIN. *Description géographique, historique et archéologique de la Palestine (Judée)*. Paris, 1868-69, 3 volumes avec cartes. *(Samarie)*, 1875. *(Galilée)*, 1880.

L. LARTET. *Essai sur la géologie de la Palestine*... Paris, 1869, et Annexes des Sciences géologiques. Paris, 1872, t. III, art. nº 5.

LE MÊME. *Note sur la formation du bassin de la mer Morte, etc.* Bull. de la Soc. géologique de France, 2e série, t. XXII, p. 420.

R. F. BURTON. *Notes on an Exploration of the Tulûl el Sàfa, the Volcanic Region east of Damascus*... Journ. of the Roy. Geogr. Soc. Londres, 1872, p. 49.

R. BURTON et T. DRAKE. *Unexplored Syria*. Londres, 1872, 2 volumes.

WILSON. *Recent Surveys in Sinai and Palestine*. Journ. of the Roy. Geogr. Soc. Londres, 1873, p. 206.

TRISTRAM. *The land of Moab*. Londres, 1874.

O. FRAAS. *Drei Monate am Libanon*. Stuttgart, 1876.

DE LUYNES. *Voyage à la mer Morte, à Petra et sur la rive gauche du Jourdain*. Paris, 1876, 3 volumes avec atlas. Un groupe de savants accompagnait l'explorateur : Mauss, Vignes, Lortet et d'autres. Lortet fit la troisième partie de l'ouvrage, se rapportant à la géologie.

CONDER. *Tent Work in Palestine*. Londres, 1879, 2 volumes.

LE MÊME. *Heth and Moab. Exploration in Syria*... Londres, 1883, avec cartes.

SELAH MERILL. *East of the Jordan*. Londres, 1881.

LORTET. Un article sur le Liban dans le Tour du Monde, 2e semestre, 1882.

LE MÊME. *La Syrie d'aujourd'hui. Voyage dans la Phénicie, le Liban et la Judée*. Paris, 1884, avec cartes.

CHAUVET et ISAMBERT. Dans le Guide Joanne. *Itinéraire de l'Orient, III, Syrie, Palestine*. 1882. Cartes et plans.

C. DIENER. *Libanon. Grundlinien der physischen Geographie und Geologie von Mittel-Syrien*. Vienne, 1886. Avec carte géologique.

W. H. HUDLESTON. *Further Notes on the Geology of Palestine with a consideration of the Jordan Valley scheme*. Proceed. of the Geolog. Associat. Londres, 1885-86, vol. IX, p. 77.

M. BLANKENHORN. *Beiträge zur Geologie Syriens*. Cassel, 1890.

LE MÊME. *Grundzüge der Geologie und physikalischen Geographie von Nordsyrien*. Berlin, 1891.

TH. BARROIS. *Sur la profondeur et la température du lac de Tibériade*. Comptes-rendus de la Soc. de Géogr. de Paris, décembre 1893.

M. VON OPPENHEIM. *Zur Routenkarte meiner Reise von Damascus nach Bardàd im 1893*. Petermanns Mitteilungen, 1896.

A. STUEBEL. *Das Nordsyrische Vulkangebiet Diret et-Tulùl, Haurân, Dschebel Mâni und Ds-chôlân*... Leipzig, 1903.

A lire également les nombreux articles, d'un haut intérêt, de la « Palestine Exploration Fund », ceux de P. KRUSCH dans le Zeitschr. für prakt. Geol. Berlin, 1897, de L. FINCKH et de W. POTZ dans le Zeitschr. der deutsch. Geol. Gesells. de Berlin.

CARTES.

« Palestine Exploration Fund » a publié dans ses travaux d'excellentes cartes.

GELIS. *Carte du Liban, d'après les reconnaissances... du corps expéditionnaire de Syrie en 1860-61 :* au 1 : 200.000.

REY et THUILLIER. *Orient, Syrie et Palestine* au 1 : 500.000. Cette carte accompagne l'ouvrage de Chauvet et Isambert.

KIEPERT. *Spezial-karte des Turkischen Armeniens :* au 1 : 500.000.

Des cartes intéressantes du Djebel Haurân et des volcans voisins accompagnent les ouvrages de Wetzstein et de Stübel.

H. FISCHER. ***Karte des Dschebel Hauran und der benachbarten Eruptionsgebiete*** : 1 : 400.000. Leipzig, 1890.

Stübel a préparé pour le GRASSI MUSEUM de Leipzig une série de vingt-six cartes et gravures du Haurân et les régions voisines.

CHAPITRE IV

ASIE MINEURE

Les anciens donnaient spécialement le nom d'Asie à l'étroite vallée du Caïstre, fleuve d'Ephèse. L'appellation s'étendit rapidement vers l'est avec les découvertes des voyageurs : de proche en proche elle a fini par s'appliquer au plus vaste des continents. Toutefois la presqu'île qui s'avance entre Méditerranée et Pont-Euxin garda aussi ce nom et, dès le commencement de l'ère vulgaire, pour la distinguer de l'Asie « profonde » ou Asie Majeure, on la qualifiait de « Mineure ». Le nom d'Anadoli ou Anadolu que lui donnent les Turcs n'est autre que l'Anatolie des Grecs, synonyme de l'expression vague des Occidentaux : « Orient » ou « Levant ».

La péninsule anatolienne constitue le massif le plus avancé que l'Asie prolonge vers l'Europe. Mais on pourrait dire également de son relief qu'il commence à l'orient les montagnes européennes. En effet, les deux systèmes se rencontrent, se mêlent en ce point. Le plateau central est terre d'Asie par son aspect et s'appuie à l'est aux hauts massifs arméniens dont il est le prolongement occidental. Puis il s'emboîte dans le « fer à cheval » des vallées côtières, européen par la variété de ses apparences et réuni par des plateaux sous-marins, à l'ouest et au nord-ouest, aux archipels et aux presqu'îles de Grèce et de Turquie orientale. D'ailleurs l'Anatolie participe à la vie des deux continents, non seulement par sa géographie, mais encore par sa population et son histoire. Elle fut de tout temps le lieu de passage forcé entre l'Europe et l'Asie.

Limitée au nord par le Pont-Euxin et la Propontide, aujourd'hui mer de Marmara, à l'ouest par la cassure du golfe de Saros et les dépressions qui s'ouvrent à l'occident de Lemnos, de Psara, de Patmos et de Rhodes, au sud par la Méditerranée et à l'est par l'Euphrate, l'Asie Mineure, quoique participant de deux systèmes, forme pourtant un massif bien entier. C'est un plateau de 1,000 mètres d'élévation moyenne, ayant la forme d'un rectangle, large de 500 à 700 kilomètres et dont le grand axe, d'environ 1,100 kilomètres, suit la direction des parallèles : ce plateau s'incline d'une pente régulière vers le nord-ouest. Les massifs puissants de l'Anti-Taurus, du Taurus Cilicien et des monts de Lycie, qui s'avancent en forme de nœud semi-circulaire dans les eaux de la Méditerranée, le bordent au sud. Sur son versant septentrional les chaînes s'alignent parallèlement au rivage de Pont-Euxin : quelques-unes atteignent une grande hauteur, mais le socle qui les porte ne forme d'ourlet bien saillant que dans la région comprise entre les basses vallées du Kizil Irmak et du Sakaria.

La partie de l'Anatolie qui s'étend entre les monts du Taurus Cilicien et les chaînes septentrionales formait autrefois un lac immense qui s'écoulait par le courant du Sakaria. Des lacs saumâtres et salins, couvrant en certains endroits des espaces considérables — le Tüz T cholü par exemple — sont les restes de cette vaste mer intérieure. Le sol des steppes qui remplacent aujourd'hui la nappe liquide. est encore composé d'argiles bleuâtres imprégnées de sels amers magnésiens. Les dépôts de sel sont aussi très considérables.

C'est dans le voisinage de cette dépression que se sont fait principalement jour les roches éruptives. Une chaîne volcanique s'aligne parallèlement à la branche orientale du Taurus Cilicien dont elle est séparée par des cavités lacustres et marécageuses. Ses manifestations les plus imposantes ont eu lieu précisément dans l'angle que forment les montagnes bordières lorsqu'elles se séparent pour entourer le plateau central. D'après Hamilton, ce serait surtout aux époques secondaire et tertiaire que les volcans de cette rangée auraient été en pleine activité.

De l'autre côté du plateau, vers la région du Murad dagh et de l'Ak dagh, centre de rayonnement des chaînes et des vallées, et dans le fouillis des montagnes qui descendent vers l'occident, les roches volcaniques se sont également fait jour. Les cartes les indiquent comme

étant généralement de nature trachytique, doléritique et serpentineuse, mais les volcans qui s'élèvent dans le voisinage de Kula, où ils forment la région remarquable que les anciens appelaient Katakekaumenè, le « Pays brûlé », ont rejeté surtout du basalte; ils ont, d'après Philippson, l'apparence la plus moderne.

Cypre. Bien qu'isolée à plus de 100 kilomètres des rivages anatoliens, l'île de Cypre appartient au massif de l'Asie-Mineure. Un plateau sous-marin la rattache au nord-est à l'Anatolie : de tous les autres côtés, la mer s'abaisse rapidement jusqu'à 1,000 mètres et davantage. Massif de 9,180 kilomètres carrés de superficie, Cypre est par la grandeur la troisième île de la Méditerranée; on doit la considérer comme une dépendance géographique de la Cilicie, et néanmoins la traiter à part, vu sa nature insulaire et le voisinage de la Syrie. Si la double chaîne qui constitue le relief de Cypre était prolongée dans la direction de l'est-nord-est, elle rejoindrait les arêtes de l'Amanus et des montagnes voisines, qui ont une même orientation. La flore et la faune sont identiques dans les deux régions et les naturalistes en infèrent que vers la fin de l'époque tertiaire il y eut jonction entre la pointe nord-orientale de l'île et la partie septentrionale de la Syrie.

L'arête étroite qui forme l'ourlet septentrional de Cypre et qui s'avance comme une longue « corne » vers le golfe d'Alexandrette est composée de roches sédimentaires. L'autre chaîne, plus massive et plus élevée, occupe toute la partie méridionale de l'île. On lui donne le nom général de Troodos mais elle est plus connue sous l 'appellation d'

Olympe, c'est-à-dire « Brillant » comme tant d'autres monts vénérés des Grecs. Elle s'élève jusqu'à 2,000 mètres par ses pics les plus hauts. L'Olympe est un massif de roches ignées (serpentines, euphotides, ophitones, aphanites) qui a percé et redressé les couches de marnes blanches, de gypses, de calcaires grossiers et de sables, formations crétacées, éocènes et myocènes, qui s'étendent à sa base. [ALBERT GAUDRY.] Les strates inférieures se sont modifiées aux lignes de contact. Les gisements de métaux divers sont nombreux, notamment le cuivre dont le nom dérive de celui de l'île. En maints endroits le sol est couvert de scories provenant des exploitations antiques.

Le vaste plateau qui forme la racine de l'Anatolie s'élève à 1,400 mètres d'altitude moyenne. Quelques chaînes importantes se dressent à plusieurs centaines de mètres sur le socle : ce sont les crêtes qui prolongent les monts d'Arménie vers le sud-ouest et les rattachent à ceux de la Cappadoce et de la Cilicie. En quelques endroits les roches volcaniques ont percé ces massifs composés en grande partie de calcaires, de schistes, de grès et de marnes.

Les montagnes d'entre Djihun et Euphrate, qui s'élèvent au sud de ce plateau, dont elles forment un puissant contrefort, alignent leurs arêtes crétacées du nord-est au sud-ouest, unissant les chaînes du Taurus arménien à celles de la Syrie septentrionale. Plusieurs monts y dépassent 3,000 mètres, au sud de Malatia et d'Albistan, mais le niveau général du sol s'abaisse rapidement vers le sud jusqu'au seuil d'entre Antioche et Alep. Les noyaux de dolérites sont nombreux et assez considérables. La charpente du Ghiaour-dagh, prolongement septentrional de l'Amanus, est composée en grande partie de granit.

A l'ouest entre Hadjin et Zeitun, le Kermes-dagh et le Baradun-dagh, qui forment le rebord du plateau au-dessus des plaines du Djihun inférieur, sont presque entièrement formés de serpentine.

L'Anti-Taurus limite au sud-ouest le plateau cappadocien. Ses massifs primaires, plus spécialement dévoniens, hauts de 2,500 mètres, de 3,000 et même davantage, forment l'origine orientale de la chaîne remarquable, qui se recourbe en croissant gigantesque au sud du plateau central. La simplicité et la régularité de la formidable muraille avait déjà été bien comprise des Anciens et, de tous temps, on la désigna sous le nom de « Taurus » : quelques autres chaînes, il est vrai, du diaphragme montagneux qui s'étend de la Carie à l'Arménie orientale portent également ce nom, mais leur importance est secondaire et pour les distinguer du Taurus proprement dit, on leur donne généralement le nom des régions où elles se trouvent, Lycie, Arménie, etc. Partout de belles forêts recouvrent les versants et les contreforts du Taurus, et sur les hauts plateaux les nomades conduisent leurs troupeaux vers les pâturages d'été.

L'Ala-dagh (3,000 mètres) et le Bulghar-dagh (3,500 mètres) qui lui fait suite, sont les deux massifs principaux du Taurus. Bien que le granit apparaisse dans leur partie centrale sur le versant nord où il forme l'Utchkapu-dagh, les deux montagnes semblent presque exclusivement composées d'assises éocènes auxquelles s'appuient

d'un côté les calcaires et les sables blanchâtres du plateau central, de l'autre, les dépôts myocènes de la Cilicie champêtre. L'Ala-dagh et le Bulghar-dagh ont été ouverts par des masses de serpentine sur leurs versants orientaux, de dolérite et de porphyre sur les côtés tournés vers le plateau central d'Anatolie.

C'est leur situation à l'angle de la Méditerranée, dans le prolongement de la vallée de l'Euphrate vers les grandes voies de l'Asie Mineure, qui fit la valeur stratégique de ces monts. De même que plus au sud-est les armées devaient s'ouvrir les diverses portes de l'Amanus, de même il leur fallait conquérir le passage à travers le Taurus : la porte cilicienne principale est un étroit défilé, de nos jours peu redoutable, situé au nord de Tarse, au sud de la ligne du chemin de fer trans-anatolien.

Les assises de craie. de calcaires blancs et bleus et de marnes diverses qui composent l'Ala-dagh et le Bulghar-dagh se poursuivent vers l'ouest, puis le nord-ouest, gardant à peu près une même élévation. Dans le Geuk-dagh isaurien (3,130 mètres), ainsi que dans le Sultan-dagh et l'Emir-dagh phrygien, elles se mêlent aux calcaires cristallins, aux talcschistes et aux chloritoschistes.

Quelques chaînes s'alignent dans le vaste désert qui occupe le plateau de l'Anatolie centrale, mais leur faible relief tranche à peine sur l'uniforme étendue des steppes.

La région éruptive qui occupe la partie orientale de ce plateau et où se dresse l'Argée est la plus étendue de l'Asie Mineure : c'est un des systèmes volcaniques les plus vastes qui soient dans le monde. Il a la forme d'un ovale assez régulier, n'ayant pas moins de 170 kilomètres de long sur près d'une centaine de largeur. Le Kizîl Irmak et le Zamantia-Su en forment les limites septentrionale et orientale, il s'étend au sud jusqu'aux contreforts septentrionaux de l'Ala-dagh, englobe la chaîne du Hassan-dagh au sud-ouest et s'arrête à l'ouest aux pieds des montagnes qui se dressent entre le Tuz Tchölü et le Kizîl Irmak. Les trachytes et les tufs trachytiques interviennent pour la plus grande part dans la composition du sol ; ils constituent les volcans ; en certains endroits ils forment des assises prodigieuses ; en d'autres points leur diversité de couleur et d'aspect est véritablement merveilleuse.

Les montagnes percées de cratères; les vallées et les plaines, au sol composé de larges assises, ou pavé de dalles épaisses; les plateaux découpés et terminés en falaises abruptes; les bosses volcaniques, admirables de régularité ou hérissées de pointes, alignées le long d'une fente, groupées sur un ourlet du sol ou parsemées dans les plaines comme des archipels : toutes ces formations, blanches, noires, rouges, vertes, auxquelles se mêlent des galets trachytiques et des traînées de pierres ponces, montrent aux yeux des voyageurs, des paysages à chaque instant nouveaux et sont pour le géologue d'un intérêt capital. Aux environs d'Urgub les masses éruptives, sculptées par les éléments, ont pris les formes les plus fantastiques, colorées ici d'une même teinte nuancée à l'infini, épuisant plus loin toute la gamme des couleurs. Des grottes en quantité innombrable, demeures humaines, tombeaux ou sanctuaires, ont été percées à la base de ces rochers dont les plus hauts atteignent une centaine de mètres. Ces cavernes, dont on retrouve des exemples en nombre de points de l'Asie Antérieure, furent certainement habitées par les anciens aborigènes.

Un des aspects les plus curieux de tout le domaine éruptif est celui que présentent les longues cassures ouvertes dans le trachyte ou le tuf et que Tchihatcheff appelle des « vallées volcaniques ». Ce sont des « couloirs », aux parois verticales admirablement régulières, se terminant par des corniches taillées en colonnes ou en prismes. D'après le géologue russe, leur formation ne peut être attribuée au retrait de la masse fluide qui se refroidit, les parois lisses ne montrant aucune trace de déchirement. Ces gorges sembleraient s'aligner de préférence du nord-ouest au sud-est. Quelque blanc village arménien, entouré de verdure, s'y blottit généralement; contraste délicieux avec les sombres murailles qui le dominent.

Le plus important massif de ce système est l'

Argée*, l'Argeus des Anciens, que l'on appelle aussi Argich, Erdjich, Erdjas, etc. Il se dresse dans la partie nord-orientale. Le socle sur lequel repose la montagne est très élevé : parmi les plaines marécageuses qui l'entourent, celle de Kaïsarieh, au nord, atteint 1,000 mètres d'altitude et c'est la plus basse. La masse de la montagne couvre une surface circulaire d'environ 1,000 kilomètres carrés. Elle s'élève assez régulièrement en larges gradins, en puissants contreforts couverts de nombreux cônes adventifs et de coulées de

roches fondues, jusqu'à 4,000 mètres d'altitude. C'est la plus haute cime de l'Asie-Mineure. Un profond cratère, à parois abruptes, ébréché au nord-est et dominé au sud par deux hautes aiguilles, se creuse au sommet du volcan.

Les neiges qui remplissent les crevasses divergentes et s'accrochent aux aiguilles font à la montagne une blanche collerette dont les traînées se mêlent avec les couches de scories rougeâtres. Au printemps, quand a lieu la fonte des glaces, des avalanches se précipitent du sommet, rendant l'ascension périlleuse. Les neiges disparaissent complètement du versant méridional en été, mais il en reste toujours dans le profond cratère où elles forment même de petits glaciers. Les traces d'une moraine dans la plaine septentrionale indiquent que les fleuves de glace s'étendaient antérieurement beaucoup plus bas. [HAMILTON.]

Aujourd'hui le volcan semble complètement éteint. Mais l'aspect de ses scories, de ses cheires et de ses cratères est celui que présenterait un foyer à peine refroidi. Strabon parle d'ailleurs de flammes qui jaillissaient fréquemment de la plaine « minée par un feu intérieur ». Au V[e] siècle de l'ère vulgaire, Claudien décrit les « sommets embrasés » de l'Argée et des monnaies retrouvées dans les environs de Kaïsarieh représentent la montagne en éruption. Les tremblements de terre se font encore sentir dans la région avoisinante et les indigènes racontent des légendes ayant rapport aux esprits infernaux qui vivaient dans la montagne.

Un cône puissant, l'

Ali-dagh, se dresse sur un plateau assez élevé à 8 kilomètres au sud-est de Kaïsarieh. Une chaîne de petites collines régulières et bien alignées, le rattache au versant nord-oriental de l'Argée, dont il n'est, en somme, qu'un cône secondaire. Il a conservé deux cratères distincts. Quelques roches basaltiques se mêlent au trachyte à pâte grise qui le compose.

Du côté méridional, au nord de la ville d'Everek, la plaine qui s'étend au pied de l'Argée est également hérissée de collines, trachytiques pour la plupart. Parmi elles le

Karny Yarak, le « ventre ouvert », le « mont éventré », ouvre au nord-est un cratère relativement si vaste que le petit cône semble entièrement évidé. [TCHIHATCHEFF.]

Le volcan le plus important après l'Argée est le

Hassan-dagh, massif terminé par quatre cônes. Le plus saillant atteint 2,400 mètres d'élévation au-dessus de la mer. Il faut probablement l'identifier avec le sommet que les voyageurs disent être hérissé de mamelons et sillonné de crevasses et d'où trois coulées de lave se seraient épanchées au sud-ouest; elles s'arrêtent au pied même du cône. Hamilton parle d' « une coulée considérable de lave noire vésiculaire » qui se serait déversée d'un des cônes à une époque encore récente, mais il n'en spécifie pas l'emplacement.

Le Hassan-dagh forme le pilier occidental d'une chaîne qui s'étend vers l'Ala-dagh. Il se prolonge à l'est par le

Yeschil-dagh, presqu'aussi élevé, mais aux contours plus arrondis, quoique cependant en nombre d'endroits il se dresse en remparts abrupts, en parois hérissées de masses prismatiques. Les deux massifs ont même composition. Ils sont formés de trachytes sombres, bruns et rouges, ressemblant beaucoup à ceux de l'Argée, sans en avoir l'aspect basaltoïde : « la texture poreuse de leurs roches rappelle les laves modernes, les scories et les pierres ponces ». [TCHIHATCHEFF.]

Plus à l'est encore la crête volcanique s'abaisse. Elle est formée par l'

Adumassum-dagh; le

Menendech-dagh; le

Dirmussen-dagh, séparés les uns des autres par des gorges profondes. La route de Nidgé à Kaïsarieh passe entre ces monts et les roches granitiques de l'Utchkapu-dagh qui appartient aux chaînes du Taurus.

Une chaîne parallèle à cette rangée volcanique s'aligne à une vingtaine de kilomètres au nord. Elle est formée de trachytes blanchâtres, de conglomérats et de tufs disposés en massifs et en couches gigantesques que dominent des pointes et des aiguilles et que découpent des « vallées volcaniques ».

Quelques basaltes, dolérites et autres roches éruptives se rencontrent dans le système volcanique de l'Argée et du Hassan-dagh; mais ce ne sont là que des accidents locaux. Toutefois les coulées de laves doléritiques et porphyriques, qui s'étalent à l'ouest de Nevshehir

sont assez considérables. Les masses coniques, avec cratère au sommet, qui se voient dans les environs ont probablement été les centres d'émission. C'est également de ce côté que Tchihatcheff signale l'existence des plus puissants dépôts de pierres ponces qu'il ait rencontrés en Asie Mineure.

La région de l'Argée et du Hassan-dagh se poursuit par le massif du

Karadja-dagh, qui semble s'allonger sur une soixantaine de kilomètres au sud-ouest du Hassan-dagh. Sa largeur dépasse 20 kilomètres à peine. A l'est il se termine en remparts abrupts dans la dépression marécageuse que traverse le Kisildja-Su. Le lac salé de Karabunar le borne au sud-ouest. De ce côté seulement la montagne et la plaine qui lui fait suite vers le sud-ouest sont bien connues. Des collines volcaniques se dressent en quantité innombrable sur les flancs du mont et le long de la route de Karabunar à Eregli : elles semblent avoir rejeté surtout de la cendre.

L'une d'elles, la plus élevée, située au sud de Karabunar, est un cône de trachyte : elle a émis quelques coulées de lave. C'est peut-être la formation la moins ancienne du groupe. Son cratère à fond plat bien cultivé est large d'un demi-kilomètre. Une butte trachytique de forme conique se dresse au centre jusqu'au niveau du bord de la cuve extérieure [HAMILTON].

Un autre petit massif, à 8 kilomètres au sud-est de la ville, offre une disposition peut-être unique au monde. C'est un cratère bien conservé, dans lequel se dresse un petit volcan. La cuvette extérieure est profonde d'une vingtaine de mètres ; les bords assez relevés, sont formés de tuf blanc et de trachyte. Au milieu du bassin, la masse régulière de la butte intérieure allongée du nord-est au sud-ouest élève à une centaine de pieds un large cratère ovale, dont le bord au nord-est se relève et se rejette en pointe vers l'extérieur; cette butte est en grande partie composée de cendres noires et de trachyte à pâte foncée. Entre sa base et le cratère extérieur un lac remplit la dépression annulaire. En été il se couvre d'une épaisse couche de sel, que les habitants des environs exploitent activement [AINSWORTH, TCHIHATCHEFF].

La longue rangée des volcans se continue et se termine par le massif régulier du

Kara dagh, le « Mont noir », ainsi nommé sans doute à cause de la couleur sombre de ses roches (trachytes à cristaux d'oligoclase et de mica magnésien) entourées de calcaires. Il se dresse isolé, au nord de Karaman ; la grande chaîne du Taurus décrivant sa courbure méridionale limite son horizon au sud. Le « Mont noir » n'est pas très élevé ; son ascension se fait sans grande difficulté. De nombreux cônes secondaires, généralement percés de cratères, se dressent pittoresquement sur ses flancs. De loin la montagne paraît terminée par une ouverture cratériforme centrale, dont le bord méridional serait éboulé. Mais les voyageurs ne signalent sur les versants du massif, ni traces de coulées, ni dépôts importants de tuf. Ses fourrés épais en font une oasis dans le désert monotone et nu qui l'entoure.

A l'ouest du domaine volcanique de l'Argée et du Hassan-dagh, la chaîne qui se dresse entre le Tuz Tchölü et le Kizîl Irmak est probablement presque entièrement formée de roches syenito-granitiques d'époques diverses, mais qui semblent postérieures aux dépôts éocènes qu'elles ont disloqués et modifiés aux points de contact. Le

Kodja-dagh et le

Saribulak-dagh qui le prolonge au nord-ouest, et d'autres massifs moins importants forment les arêtes les plus saillantes du système. Ce sont des hauts plateaux accidentés, peu boisés, mais revêtus de pâturages admirables qui sont les *Yaïla*, c'est-à-dire les campements d'été les plus recherchés des nomades de l'Asie Mineure. Alors que les chaleurs estivales rendent inhabitables les plaines et surtout les régions avoisinant le désert, une délicieuse fraîcheur règne sur ces contrées salubres. Nul doute que le Kodja-dagh et les massifs voisins ne deviennent des lieux de villégiature importants, lorsque le reflux de la civilisation européenne vers l'Orient aura gagné l'Asie Mineure.

La roche syenito-granitique reparaît également dans quelques massifs. faisant face au Kodja-dagh de l'autre côté du Kizil Irmak.

Le foyer intérieur s'est ouvert en quelques autres points du grand plateau. A l'ouest du Tuz Tchölü, un grand nombre de petites collines remarquables se dressent autour du Murad-Su ; elles paraissent être composées essentiellement de « basanite » [AINSWORTH].

A moins d'une centaine de kilomètres au nord de ce groupe, la longue arête d'un autre

Karadja-dagh aligne ses cônes et ses dômes aux pentes arrondies sur près de 40 kilomètres de l'est à l'ouest, sur moins de 10 du nord au sud. La chaîne est composée de serpentine à teintes variées. Les plus hauts pics dépassent le plateau de 4 ou 500 mètres à peine.

Enfin aux pieds des versants orientaux des chaînes qui forment la branche occidentale du Taurus, deux champs volcaniques, à peu près semblables à ceux qui environnent l'Argée et formés d'ailleurs des mêmes variétés de trachyte que celles du géant cappadocien, s'étendent sur environ 500 kilomètres carrés chacun. L'un de ces champs, situé entre Konia et le lac Soghla, est creusé d'une gorge remarquable. Cette cassure, serpentant du sud-ouest au nord-est, n'a pas moins d'une lieue de longueur. Un petit ruisseau bondit au fond, entre les sombres parois de trachyte, formées de hautes et sveltes colonnes ou de couches disposées horizontalement. Au delà des corniches, des tours, des flèches des dômes de roches volcaniques diversement colorées limitent l'horizon.

Le second champ volcanique se trouve à une dizaine de kilomètres au nord-ouest de Konia, autour du beau village grec de Zilleh. Le

Djikhné-dagh, le « Mont des Nerpruns » (Rhamnus infectorius), y dresse deux cônes puissants couronnés de colonnes eurétiques et couverts de nappes de la même roche, ayant l'aspect de coulées. D'autres cônes, de moindre importance, se dressent en foule de toutes parts, séparés par des amoncellements de scories boursouflées et tordues, des nappes horizontales de lave, des dépôts de conglomérats et de tufs volcaniques.

Les mouvements orogéniques ont certainement été considérables dans la région qui s'étend immédiatement au sud-ouest du plateau central. Les chaînes, semblables aux branches d'un éventail, divergent d'un même point situé aux environs d'Afiun-Karahissar vers la Cilicie, la Pamphilie et la Lycie. Du plateau chaotique de Phrygie, se dégagent deux rameaux principaux; l'un au sud-est, formé par les massifs puissants du Sultan-dagh et du Haïdar-dagh, prolongements occidentaux du Taurus cilicien; l'autre, au sud-ouest, constitué par le plateau de Lycie sur lequel s'alignent de nombreux massifs de 2,000 mètres d'élévation moyenne; quelques-uns, l'Ernez-dagh et les deux Ak-dagh, atteignent respectivement 2,600, 3,045,

3,200 mètres d'altitude. [H. KIEPERT.] Deux ou trois chaînes séparées par les vallées profondes de l'Ak- su et du Koprü- su occupent l'angle formé par ces deux rameaux puissants. Ces arêtes secondaires s'alignent dans la direction du sud et viennent s'arrêter assez brusquement au-dessus des plaines pamphiliennes, que baignent à plus de 100 kilomètres dans les terres, les flots du golfe d'Adalia.

Les dépressions intermédiaires à ces plis divergeants sont occupées par des nappes lacustres, parfois considérables, bassins fermés, communiquant entr'eux, ou déversant le trop plein de leurs eaux dans les rivières par des canaux souterrains. Plusieurs de ces lacs subissent des variations considérables dans leur niveau. En Lycie occidentale des assises plus ou moins vastes de terrain pliocène lacustre et des dépôts quaternaires tapissant les vallées, montrent encore l'emplacement de bassins disparus. [TCHIHATCHEFF, SPRAAT et FORBES.]

Les calcaires, les marnes et les grès qui constituent le sol de la Pisidie, de la Lycie et de la Pamphylie appartiennent très probablement aux formations éocènes; ils renferment surtout des numulites. En plusieurs endroits les éruptions de roches ignées les ont modifiés dans leur texture et leur disposition.

Au sud d'Afiun Karahissar, la région montagneuse est formée sur plus de 1,000 kilomètres carrés par le massif sauvage et aride du

Khaldyr-dagh composé de cônes et de remparts de tufs trachytiques, à strates tantôt horizontales, tantôt redressées. L'une des vallées qui le limitent, celle qui s'ouvre à l'ouest, étroite mais longue de près de 25 kilomètres, est sillonnée de traînées de scories noires et de coulées de trachyte. Elle sépare du Khaldyr-dagh d'autres massifs éruptifs dont l'un serait un « volcan ». H. Kiepert (Specialkarte von westlichen Kleinasien) l'indique comme percé d'un cratère admirablement circulaire, large de 8 à 900 mètres de diamètre.

Dans la plaine unie où Afiun Karahissar groupe ses édifices, surgissent en quantité des bosses, des pyramides, des cônes volcaniques aux formes variées. Le nom par lequel les Anciens désignaient la ville, Léontocéphale, la « Tête de Lion », serait dû à l'aspect que présente une des pyramides de trachyte qui la dominent. C'est une masse colossale, haute de 200 mètres, couronnée par les ruines d'une forteresse seldjucide probablement édifiée sur des substructions plus

anciennes [G. RADET]. Cette énorme masse éruptive est peut-être la même que celle signalée par Tchihatcheff et qui offrirait dans sa partie septentrionale des traces de cratère.

Une région éruptive, non moins vaste et non moins curieuse que celle qui se dresse au sud d'Afiun Karahissar, mais plus boisée toutefois, s'étend vers le nord-est, formant la partie septentrionale de l'Émir-dagh. Le trachyte dont elle se compose se distingue par la grande diversité des minéraux qu'il contient.

Quelques autres noyaux de trachyte se rencontrent vers le sud, mais ce sont surtout les serpentines qui représentent les roches éruptives sur les plateaux pisidien et lycien. Elles occupent un espace considérable au nord-ouest de Tefenni. Dans la chaîne qui domine à l'ouest le golfe d'Adalia elles apparaissent en groupes sporadiques. Un massif serpentineux qui a percé le calcaire de cette chaîne, au sud du Taktalu, est bien connu par les émanations volcaniques qui s'en dégagent. Les Anciens le désignaient sous le nom de

Chimère. Aujourd'hui les Turcs l'appellent Yanartach, la « Pierre brûlante ». Des gerbes de gaz enflammés jaillissent des fissures de la roche à quelques centaines de mètres dans la montagne. D'après certains voyageurs le jet principal s'élance à plusieurs pieds de hauteur; d'autres surgissent d'une dépression cratériforme dont le fond est rempli d'eau sulfureuse. D'ailleurs les sources de feu se sont souvent déplacées, les unes se sont éteintes, de nouvelles se sont formées. Ces phénomènes, assez communs dans certaines parties du monde et notamment dans les Apennins, offrent ici une constance remarquable. Leur activité fut signalée dès la plus haute antiquité. Homère, Hésiode même, en parlent comme d'un monstre effroyable vomissant les flammes par une multitude de gueules. Autour des sources de feu la roche n'indique pas de température anormale, la végétation avoisinante ne semble pas avoir souffert. Les restes d'un temple s'élèvent dans les environs.

Sur le versant occidental du plateau pisidien, à l'est de Karayuk Basar et au nord du massif serpentineux de Tefenni, Tchihatcheff signale une roche éruptive particulière, formant les plateaux pittoresques qui bordent le lac de Salda. Elle se rapproche beaucoup des dolérites, qui en diffèrent toutefois par la présence du labrador et de la magnésie et par l'absence d'amphibole que remplace le pyroxène.

Le savant russe lui a donné le nom de « muglalite », les masses les plus importantes qui forment cette roche apparaissant surtout dans la vallée supérieure du Tchinar-tchaï, au nord de la ville de Mugla en Carie.

A l'ouest des plateaux pisidien et lycien, la région s'abaisse vers la mer Egée. Les deux massifs du Baba-dagh et du Sandiras-dagh, encore appuyés au plateau, y atteignent cependant 2,370 et 2,987 mètres d'altitude. La Carie se prolonge au loin dans la mer par des presqu'îles noueuses et déchiquetées et par des plateaux sous-marins dont les cimes élevées émergent en archipels au-dessus des eaux. Un volcan actif, l'île Nisyros, occupe précisément l'angle sud-ouest de la péninsule anatolienne, mais quoique voisin de l'Asie Mineure, il appartient sans nul doute à la rangée des volcans insulaires qui bordent au nord la dépression de la mer de Candie. C'est probablement à l'activité des forces souterraines dont le Nisyros est la manifestation, qu'il faut attribuer les changements de niveau qui ont affecté toute la côte de l'Anatolie sud-occidentale. Que de villes qui autrefois s'élevaient riches et glorieuses aux bords des flots se trouvent maintenant, ruinées et désertes, à 10, à 15 kilomètres à l'intérieur des terres! Des lacs qui autrefois communiquaient avec la mer ne sont plus aujourd'hui que des étendues marécageuses, limitées de toutes parts. Près de Makri on a trouvé un sarcophage rongé jusqu'au tiers de sa hauteur par les animaux marins : après avoir baigné dans les flots, il se retrouve de nouveau sur terre ferme. (SPRATT et FORBES.)

Les montagnes cariennes, très arides en général, sont surtout formées de roches primaires, calcaires noirs et micaschistes. Les variétés des formations tertiaires s'y rencontrent aussi dans le creux des vallées et elles constituent probablement toute la péninsule dont Cnide occupe le bord occidental. Toute la côte septentrionale du golfe de Rhodes est bordée par des collines de serpentine et quelques-uns des massifs qui dominent à l'est la ville de Makri appartiennent à la même roche éruptive. Au nord-ouest de la région, le gneiss montre des formations très pittoresques sur le versant sud-oriental du Latmos, le Beschparmak des Turcs, et la basse vallée du Tchinar-tchaï ; il forme également le noyau de la péninsule d'Halicarnasse et les veines de matière fondue qui y sont injectées, ont transformé en beaux mar-

bres blancs les calcaires qui entourent la presqu'île. [PATON et MYRES]. Au sud-ouest de l'île de Samos une île plus petite, Patmos, est un rocher volcanique déchiqueté par les eaux de la mer.

Au delà du Méandre, les deux belles chaînes du Mesoghi et du Tmolus, probablement composées de micaschistes et de calcaires, dressent leurs arêtes régulières à une altitude moyenne de 1,000 mètres au-dessus des vallées célèbres du Méandre, du Caistre et du Hermos qui les limitent : le plus haut pic du Tmolus atteint pourtant 2,000 mètres. L'Ak-dagh qui réunit les deux rangées de montagnes dans leur partie orientale est un massif de gneiss, semblable à ceux de la Carie et s'y reliant probablement sous les alluvions qui tapissent la plaine du Méandre. Dans la partie occidentale du Tmolus, des assises crétacées, des marnes, des calcaires, des grès éocènes de formation lacustre prolongent la chaîne vers la presqu'île érythréenne. Au sud même de Smyrne, dans la masse conique du

Pagus, ces dépôts ont été percés par le trachyte encore en fusion. La butte volcanique s'élève à quelques centaines de mètres d'altitude. Les fortifications du moyen-âge, dont on voit encore les restes sur le sommet du cône, avaient été bâties sur les fondements d'une antique acropole.

Les roches volcaniques se poursuivent à quelque distance à l'ouest du Pagus. En certains endroits, elles s'avancent en falaises abruptes dans le golfe de Smyrne. Au nord de la ville, elles affleurent dans toute la partie occidentale du Yamanlar-dagh alternant avec les calcaires, et Hamilton y a relevé une traînée de tuf trachytique ayant l'aspect d'une ancienne coulée de lave. Mais ce ne sont là que des éruptions sans grande importance et l'on s'étonne qu'en ces lieux d'effroyables tremblements de terre renversèrent les cités et « dévorèrent » le mont Sipyle, d'après ce que rapportent les anciens auteurs.

D'autres masses de roches ignées se rencontrent dans la presqu'île qui s'avance à l'ouest du Tmolus, entre les golfes de Smyrne et de Scala-Nova, et plus à l'ouest encore, dans l'île de Chio. Près de Tchesmeh, au-dessous de la région érythréenne, se voit un petit cratère. L'énergie volcanique du sol se manifeste encore de nos jours, dans cette région, par de fréquents tremblements de terre, l'apparition et la disparition subites de sources thermales abondantes. Les secousses de 1881 écrasèrent près de 6,000 personnes sous les ruines de la ville de Chio.

Au nord-est du Tmolus, par delà la vallée de l'Alachehr-tchaï, s'étend la plus vaste et la plus importante contrée basaltique de l'Asie Mineure et, comme le dit Tchihatcheff, l'« une des plus remarquables que l'on connaisse aujourd'hui dans un pays quelconque ».

KATAKEKAUMENÈ

Le « Pays brûlé », comme l'appelaient les anciens Grecs, a conservé depuis un nombre inconnu de siècles l'aspect contrasté qu'offraient ses plaines, ses collines boisées et cultivées et les cheires stériles, encore incandescentes semble-t-il, qui se sont épanchées de ses volcans. Il occupe la région comprise entre le Hermos et son affluent l'Alachehr-tchaï, couvrant une surface d'environ 750 kilomètres carrés. Ce n'est, en réalité, qu'un bien petit système volcanique, d'une superficie moindre que celle occupée en Auvergne par la base du Mont Dore. Aussi, ce n'est ni par la majesté de ses aspects ni par l'ampleur des phénomènes qui s'y sont produits que le Katakekaumenè est intéressant, mais par la disposition de ses formations essentiellement basaltiques et les phases successives d'activité volcanique qu'elles semblent révéler.

Les trois volcans principaux du « Pays brûlé » se dressent sur une ligne dirigée de l'est à l'ouest, à environ 11 kilomètres d'intervalle. Chacun d'eux se trouve à peu près au centre d'une plaine ; d'ailleurs tous trois se ressemblent étonnamment par la physionomie extérieure, les dimensions et la nature fluide et tourmentée de leurs laves, d'âge récent. Leurs produits de rejet se composent d'un basalte noir dont la pâte renferme de petits cristaux de pyroxème et de rares grains d'olivine.

A l'orient c'est le

Kara Devlit ou l' « Encrier noir ». Il s'élève à 2 kilomètres au nord-est-nord de Kula. Son plus haut point est à 762 mètres d'altitude au-dessus de la mer, soit 152 mètres au-dessus de la ville [HAMILTON]. Le cône de cendres et de scories se termine par un petit cratère bien conservé, profondément ébréché au nord. Une sombre coulée de lave descend par la déchirure et s'étend à

8 kilomètres vers le nord-est-nord, jusqu'à la vallée du Hermos. D'autres fleuves de matières fondues se sont épanchés du pied même du Kara Devlit, qui surgit ainsi d'une véritable mer de lave, noire et raboteuse, répandue sur la plaine.

A l'ouest du Kara Devlit, entre Sandal et Menne, s'élève un second cône important de cendres et de scories. Ni Tchihatcheff, ni Hamilton ne lui donne de nom. Est-ce le Kodja Devlit de la carte de H. Kiepert? La proximité de la ville permet de l'appeler volcan de

Menne. Le cratère parfaitement régulier du volcan a plus de 50 mètres de profondeur. Une coulée descend du versant occidental du cône dans la direction du nord; de même que celle du Kara Devlit, elle atteint les rives du Hermos. Le

Keplan Alan, l' « Antre du Tigre » également composé de matières meubles, est le troisième volcan important du Katakekaumenè. Il est inférieur de 30 mètres en hauteur, au Kara Devlit. Son cratère aux parois abruptes a 800 mètres de tour, une centaine de profondeur. La coulée principale du Keplan Alan s'épanche du pied oriental; elle se divise pour entourer la base du cône, puis les deux branches se réunissent et descendent à l'ouest vers Adala et la plaine de Sardes : cette coulée des plus importantes ne mesure pas moins de 20 kilomètres de longueur. [TCHIHATCHEFF, PHILIPPSON.] De même qu'autour du Kara Devlit les cheires de lave du Keplan Alan se sont étalées à deux kilomètres à la ronde, en nappes stériles et rugueuses, sur lesquelles il est difficile de se frayer un chemin.

Outre les trois cônes du Kara Devlit, du volcan de Menne et du Keplan Alan, une trentaine d'autres monts à cratère se dressent dans les plaines et sur les pentes des collines de marbres, de schistes argileux et micacés qui limitent ces plaines. Leurs produits ont coulé dans les dépressions et les vallées, bien avant l'apparition des trois volcans principaux, car presque partout ils ont été recouverts par les laves de ces derniers. Tandis que le Kara Devlit et ses deux contemporains ont gardé l'apparence de volcans encore actifs, les contours des autres se sont adoucis et leurs pentes sont couvertes de vignes et de champs cultivés.

D'autres masses de basaltes apparaissent au nord du Katakekaumenè de l'autre côté du Hermos et à l'est dans les environs de Tak-

mak. Mais ce ne sont ici que des couches de roches noires, épaisses de 15 mètres, couronnant des assises de calcaires d'eau douce horizontalement stratifiées. Ces petits plateaux se dressent à 250 mètres de hauteur au-dessus du niveau du Hermos et sont profondément érodés par les affluents du fleuve. Aucun point d'émission ne se montre plus dans le voisinage.

D'après Hamilton et Strickland, les roches volcaniques qui forment le Katakekaumenè firent leur apparition à trois périodes différentes. Les premiers épanchements auraient eu lieu à l'époque où les dépots lacustres, calcaires d'eau douce peut-être pliocènes, avaient rempli les cavités du terrain primaire qui forme la charpente de la région. Les étendues de basaltes qui dominent au nord le Hermos seraient les restes des éruptions de cette période. Puis l'érosion ayant commencé à creuser les vallées et les bassins s'étant desséchés, les forces souterraines brisèrent à nouveau la croûte terrestre et les volcans aujourd'hui couverts de riche végétation qui parsème les collines et les plaines rejetèrent à flot la matière brûlante qui descendit en longues traînées dans les plaines et les vallées. Enfin parurent les trois cônes principaux. Leur âge remonte peut-être à l'époque d'activité des volcans d'Auvergne : ils offrent d'ailleurs une grande ressemblance avec ces derniers. Aujourd'hui le « Pays brûlé » semble complètement éteint. Les voyageurs n'y signalent ni fumées ni solfatares.

A l'est du Katakekaumenè, quelques îlots de trachyte se dressent abruptement au-dessus de la plaine de Göbek.

La chaîne qui domine au nord la vallée du Hermos est un alignement de beaux massifs de 2,000 mètres d'altitude moyenne, mais le socle commun qui porte ces montagnes n'a de relief bien saillant que dans la partie orientale où il s'appuie au plateau phrygien. Entre les versants opposés du Murad-dagh et de l'Ak-dagh, vers les sources du Hermos, les basaltes ont percé les schistes et les calcaires qui composent ces montagnes. Ils surgissent en masses imposantes au nord de Ghediz, la ville qui a donné au fleuve son nom moderne. Une coulée que le refroidissement a divisée en masses columnaires descend près de la ville; le fleuve a dû s'ouvrir un passage au travers.

Plus à l'ouest la chaîne se dédouble. Le massif septentrional, un second Ak-dagh, est en grande partie composé de gneiss, mais dans sa

partie septentrionale, aux environs de Bolat, il est hérissé d'énormes blocs de porphyre quartzifère très varié, de cônes, de pyramides, de coulées de laves ridées et tourmentées. Les dépressions cratériformes y sont nombreuses. L'autre massif, le Demirdji-dagh, est percé par quelques masses d'eurite et de trachyte; vers le sud-ouest. un de ses contreforts, superbe massif trachytique, dresse ses parois verticales et ses rochers au-dessus des vallées ombreuses qui avoisinent Kayadjik. Les montagnes qui dominent de toutes parts la vallée du Caïcus, où s'élèvent les ruines de Pergame, sont formées des calcaires les plus variés, mais les roches volcaniques ont modifié et dérangé ces terrains en un nombre de points si considérable qu'il est presqu'impossible de déterminer leur âge. Les basaltes se dressent en tourelles et en colonnades sur les versants de l'Uzun Yaïla et du Hassan-dagh, mais ce sont surtout les trachytes qui affleurent de tous côtés. A l'ouest même de Pergame la roche éruptive forme de véritables montagnes; elle alterne avec les calcaires dans les environs de l'antique Phocée. Le

Madara-dagh qui s'élève à 1600 mètres, entre le golfe d'Edremid et la rivière de Pergame, est un rempart de syénite présentant toutes les transitions entre la roche solide et le sable désagrégé.

En face des montagnes de la Mysie, de l'autre côté du canal se dressent au-dessus des flots les sommets de

Mytilène. Cette ile, l'ancienne Lesbos appartient à deux systèmes orographiques différents. La partie orientale, celle où s'élève l'Olympe (990 m.), le plus haut pic de l'île, est formée de schistes cristallins, avec marbres intercalés, dont les assises sont couvertes à l'ouest de masses puissantes de serpentines et de péridotites. L'alignement sud-nord des plis et la composition des roches, à peu près identiques à celles signalées par Teller dans l'île de Chio, rattachent cette partie de Mytilène aux îles et presqu'îles de l'Ionie occidentale. L'autre branche, composée de roches éruptives tertiaires aux coulées énormes, rhyolithes, andésites, labradorites et surtout de tufs et de conglomérats provenant de ces roches, appartient, par son allure et sa composition, aux chaînes de la Troade. Quelques basaltes affleurent également en divers endroits de l'île. C'est vers l'époque pliocène qu'eurent lieu les grands bouleversements qui séparèrent Mytilène de l'Anatolie.

Les tremblements de terre sévissent dans l'île. Ceux de 1867 sem-

blent concorder avec un ébranlement général des régions méditerranéennes et une période d'activité des volcans de ces régions. On a remarqué que les villages bâtis sur la roche éruptive, hormis la serpentine, furent détruits, tandis que ceux construits sur cette dernière roche et sur les schistes furent épargnés. [L. DE LAUNAY.]

Les roches syénitiques du Madara-dagh reparaissent en Troade dans le fier massif du Kaz-dagh, l'ancien mont

Ida, qu'elles semblent constituer presque en entier, de même que les quelques autres sommets qui lui font suite vers l'est. La roche volcanique traverse irrégulièrement les calcaires noirs, les phyllades et les micaschistes. Une coulée trachytique descend du versant méridional du mont et va plonger dans le golfe d'Edremid.

Sauf l'Ida (1,700 mètres), dont les crêtes sont souvent couvertes de neige, les montagnes de la Troade ne sont que de longs soulèvements aux contours arrondis, aux pentes généralement couvertes d'une riche végétation; elles s'alignent du sud-ouest au nord-est. Toute la partie centrale de la péninsule est formée de masses trachytiques, depuis les bords du Tahan tchaï, l'ancien Granicos que la victoire d'Alexandre a rendu célèbre, jusqu'aux dépôts tertiaires qui bordent le détroit des Dardanelles. La roche éruptive s'étend même aux versants occidentaux de l'Ida, dans la vallée moyenne du Mendereh tchaï et jusqu'au cap sud-occidental de la péninsule, le Baba-Kalesi. Les formations volcaniques sont très variées dans ce vaste domaine de près de cinq mille kilomètres carrés de superficie; ce sont tantôt des masses de cendres stratifiées, tantôt de larges coulées, divisées en prismes couvrant flancs de coteaux et fonds de vallées. Des conglomérats, des tufs et surtout des sables provenant de la désagrégation des roches accompagnent presque partout ces formations. Dans la vallée du Tuzla-tchaï, aux environs de la ville qui a donné son nom à la rivière, des sources chaudes jaillissent de la roche décomposée. Tchihatcheff prétend qu'à la surface même, la température des jets dépasse d'une manière constante *cent degrés centigrades !*

Quelques massifs de serpentine se dressent au sud de la plaine de Troie en rochers pittoresques, en colonnades aux couleurs éclatantes et variées.

Au bord nord-occidental du plateau sous-marin qui prolonge la Troade à une centaine de kilomètres vers l'ouest, l'île de

Lemnos se dresse dans le prolongement de la péninsule de Gallipoli et de l'île d'Imbros. Une partie de ses roches se compose de grès des âges crétacés ou éocènes, veinés de trachytes et d'andésites. Les masses éruptives paraissent appartenir à l'époque tertiaire.

La tradition parle de Lemnos comme ayant été la demeure de Hephaïstos qui forgeait avec les cyclopes les carreaux de Zeus dans les cavernes des montagnes; une ville de Lemnos porte encore le nom de Hephaïstia. Mais on a cherché vainement un volcan à cratère parmi les rochers de l'île, et rien ne prouve que les hypothèses relatives à un promontoire ou un îlot qui se serait engouffré dans la mer aient eu la moindre réalité. On n'a point trouvé non plus de salses ou de fumerolles dans les vallées [DE LAUNAY]. Une source thermale (38° C.), dite Lidja, jaillit près de la cime du Prophète Elie, point le plus élevé de l'île (377 mètres).

En travers de la ligne des détroits, Hellespont au sud-ouest, Bosphore au nord-est, la mer de Marmara forme un vaste bassin d'effondrement dont la profondeur dépasse 1,000 mètres. De nombreuses traces d'activité volcanique se trouvent sur ses bords; à l'ouest, dans le petit archipel de Marmara, au sud, sur les bords des lacs de Manyas et d'Abullion et dans les environs de Mudania, à l'est, vers l'extrémité de la chaîne qui s'élève entre Gemlik et le golfe d'Ismid. Mais ici, comme à l'entrée septentrionale du Bosphore, il ne semble pas qu'il y ait rapport entre les phénomènes éruptifs et ceux qui donnèrent aux mers leurs formes actuelles; les premiers sont bien antérieurs aux seconds.

Le célèbre détroit au bord duquel Constantinople groupe ses édifices serpente à travers un massif de roches dévoniennes se dressant assez uniformément à 200 ou 300 mètres d'élévation. Les schistes paléozoïques se retrouvent des deux côtés en assises plissées dans une direction généralement parallèle à celle du chenal maritime et leur surface supérieure semble avoir été arasée par les agents de dénudation. A l'ouest, le massif dévonien s'avance à une trentaine de kilomètres dans les terrains tertiaires et quaternaires de la Turquie orientale, vers l'est, il se perd à une cinquantaine de kilomètres du détroit dans les terrains crétacés de la Bythinie; le Bosphore est donc creusé dans un terrain bien homogène. En un seul point le dévonien est masqué par des dépôts d'âge tertiaire; c'est à l'endroit connu sous le nom de

Bois de Belgrade, seule forêt de quelque importance de tout le district, où se trouvent les sources qui alimentent Constantinople. Le détroit sépare également en deux parties le lambeau de roches volcaniques qui, sur une trentaine de kilomètres, s'étend en bordure de la Mer Noire. Ce massif, remontant certainement à l'âge crétacé [PHILIPPSON], a subi depuis cette époque les mêmes actions de dénudation que le dévonien auquel il s'appuie; andésites, dolérites, basaltes et trachytes se rencontrent dans ces coulées, dont le centre éruptif ne se voit nulle part; la masse est traversée par des dykes de trapp et des veines d'agathe. La côte est abrupte et en plusieurs endroits bordée d'îlots volcaniques.

Les géologues ne s'accordent pas sur la période géologique durant laquelle s'établit la communication maritime entre la mer Egée et la mer Noire. Etudiant la répartition des eaux et des terres aux différentes époques dans cette région, Philippson en conclut que le courant date de la fin du pliocène ou du début du quaternaire. Le Bosphore et l'Hellespont seraient dus à une vallée d'érosion formée pendant un lent soulèvement du sol et noyée ultérieurement par un affaissement d'une soixantaine de mètres; actuellement, il y a de nouveau surrection du sol : l'existence de plages à quelque dix mètres au-dessus du niveau de l'eau en font preuve. Du reste la région fut, semble-t-il, sujette de tous temps aux tremblements de terre. Pour la période historique on a remarqué que la fréquence des secousses intenses a diminué depuis 1063. Pendant les vibrations sismiques de juillet 1894, la mer se serait échauffée au voisinage de Constantinople et des buées de vapeur auraient été vues au-dessus des eaux [M. D. EGINITIS].

Les chaînes régulières qui de la Troade et des bords orientaux de la Propontide jusqu'aux montagnes de l'Arménie septentrionale se dressent parallèlement aux rivages de la mer Noire, ne sont pas désignées sous un nom général en usage, bien que quelques géographes leur donnent parfois l'ancienne appellation d'Olgassus. Dans les régions où le socle qui porte ces chaînes atteint sa plus grande largeur, cinq et six alignements se succèdent, à travers lesquels les rivières descendues du plateau se sont frayé péniblement un chemin vers le nord, après avoir erré dans les vallées longitudinales. Dans la Bithynie sud-orientale et dans les régions qui s'étendent autour de Tozia, au

nord-est de Yusgat et à l'ouest de Sivas, les terrains primaires, schistes et calcaires, constituent la plus grande masse du sol. A l'ouest de l'Ala-dagh, un peu au nord-ouest du point où le Sakaria décrit sa courbe orientale, les calcaires et les marnes jurassiques affleurent sur des étendues assez considérables. Les autres formations appartiennent surtout au terrain crétacé qui semble se développer sur une largeur d'environ 70 kilomètres le long de la mer, et aux terrains éocènes et pliocènes vers l'intérieur.

Quelques massifs de roches éruptives (trapp, basalte, trachyte) ont perforé les terrains de la Mysie et de la Bythinie, noyaux isolés, sans caractère remarquable. L'Olympe qui se dresse au sud de Brousse, est une belle montagne aux pentes couvertes de forêts. Son pic suprême atteint 2,500 mètres d'altitude. Les calcaires, les schistes, les gneiss qui en forment la charpente sont traversés par des filons de granit, de pegmatite et de granulite; on trouve sur les pentes des diorites et des marbres. Des sources chaudes, sulfureuses et alcalines, célèbres dans l'Orient, jaillissent en abondance dans les vallées; elles alimentent les fontaines et les bains de Brousse. Les tremblements de terre sont très fréquents dans la région de l'Olympe et Brousse fut souvent ravagée : il n'est pas une de ses cent cinquante mosquées qui ne soit lézardée [MARIUS RENARD]. A l'est d'Adabazar, sur le bas Sakaria, un massif de porphyre doléritique, à pâte d'un beau noir luisant, s'étend sur près de cinquante kilomètres de l'ouest à l'est; d'énormes dépôts de tuf à teinte grise ou rougeâtre s'étalent entre les masses arrondies des dolérites. A l'extrémité orientale du massif s'élève le bourg d'Uskub, l'ancienne Prusias, capitale des rois de Bithynie, où vint se réfugier Annibal après la défaite de ses armées.

Les montagnes les plus élevées de la contrée comprise entre le Sakaria et le Kizil Irmak forment un vaste système éruptif, d'une superficie moindre que celle du domaine argéen, mais supérieure à celle du massif trachytique de la Troade : de l'ouest à l'est il s'étend sur près de cent cinquante kilomètres, du sud au nord sa largeur est de cinquante kilomètres en moyenne. L'

Ala-dagh, le « Mont bigarré », que les Anciens appelaient *Olympus galaticus* ou *Orminium*, l'**Ischik-dagh** et l'**Aïdos-dagh** en forment le relief. Ces massifs imposants se dressent en plateaux d'un millier de mètres d'altitude ou s'alignent en chaînes de mon-

tagnes dont les croupes atteignent et dépassent 1,500 et même 2,000 mètres. Les affluents du Sakaria et du bas Kizîl Irmak les ont profondément découpés et d'épaisses forêts en garnissent les versants.

La roche dominante est une andésite; le basalte, la dacite et les tufs provenant de la décomposition de ces roches sont visibles en quelques endroits. La masse éruptive a percé et recouvert les roches du jurassique oxfordien qui affleurent à l'ouest, elle s'étend aussi sur des assises éocènes; des schistes triasiques apparaissent au fond de certains ravins encaissés. Quelques couches horizontales de formation néogène, reposant sur la roche éruptive indiquent que les éruptions ont eu lieu vers le milieu de l'époque tertiaire. Il semblerait pourtant que l'activité a dû reprendre ou se prolonger postérieurement au dépôt de ces sédiments : les marnes et les calcaires pliocènes que Tchihatcheff signale au sud du système sont couverts en certains endroits de débris provenant des roches volcaniques.

L'épaisseur de la couche éruptive diminue à mesure que l'on s'avance vers l'est. Les points d'émission d'où est sortie la lave sont nombreux; le plus important est connu sous le nom de

Köroglu. Il se dresse dans la partie occidentale de l'Ala-dagh. Ses 2,370 mètres d'élévation en font probablement le point le plus élevé du massif et de toute la contrée qui s'étend immédiatement au nord du plateau central de l'Anatolie. Il a la forme d'un cône et d'après Leonhard les vastes dépressions qui l'entourent seraient une « caldera ». De nombreuses coulées s'en épanchent.

Le système de l'Ala-dagh se prolonge au sud-est jusqu'à Angora par un long pédoncule de roches éruptives dans lequel est creusée la vallée du Tchibuk tchaï. Un massif considérable de porphyre doléritique formant un plateau de 1,600 mètres d'altitude est séparé du versant méridional de l'Ala-dagh par une petite vallée.

A l'est même d'Angora les plateaux qui dominent la ville sont formés de masses de serpentine dressées en pyramides et en cônes fantastiques. étalées en longues traînées rappelant les coulées de laves. De tous côtés les formations pittoresques surgissent au-dessus d'impénétrables bocages et de ruisseaux limpides.

Outre ces quelques groupes éruptifs, parmi les terrains secondaires et tertiaires qui entourent le grand massif galate, des noyaux de trachyte, de domite, de trapp, de porphyre, etc., affleurent isolément.

Le petit massif qui se dresse à l'est de Sinope et qu'un étroit pédoncule occupé par la ville relie à la terre ferme, fut insulaire autrefois. Les roches volcaniques le forment presqu'entièrement, des calcaires et des marnes crétacés apparaissent dans la partie occidentale. Brauns crut reconnaître un ancien cratère dans la cavité lacustre située à un peu plus d'un kilomètre au N.-E. de Sinope. Le massif d'

Ergaz-dagh, à une centaine de kilomètres au sud de Sinope, est découpé par des affluents occidentaux du Kizîl Irmak, qui en révèlent la structure intérieure. Près du village de Kuru-Seraï, un torrent descend pittoresquement de degrés en degrés à travers une colonnade basaltique. A droite et à gauche, les piliers pentagonaux se dressent régulièrement à 30 mètres de hauteur [V. PRITTWITZ].

Au-delà du Kizîl-Irmak les chaînes de calcaires, de marnes, de grès crétacés et éocènes se relèvent vers le plateau arménien ; les hautes cimes atteignent 2,000, 2,500 mètres d'altitude et même davantage.

Les roches volcaniques entrent pour près du tiers dans la composition du sol ; elles s'étendent sur des centaines de kilomètres de longueur, formant des montagnes, des vallées, des plaines, mais rarement elles se présentent sous un aspect bien caractérisé. Comme dans la plupart des montagnes de l'Anatolie septentrionale, les forêts qui recouvrent les versants des monts sont encore respectées et c'est à travers des massifs de verdure que se dressent les formations éruptives à tous les degrés de transformation. Les dolérites s'étendent surtout à l'ouest de Mersivan, entre Amasia et Niksar où la région est effroyablement bouleversée, aux environs de Samsun, d'Unie et de Tokat que ravagent presqu'annuellement les tremblements de terre, et de Chabin-Karahissar.

Les mines de fer, de plomb, de cuivre, qui abondent dans la région avoisinant Chabin-Karahissar ont été utilisées dès une époque très reculée. Partout, au milieu des fourrés, se rencontrent les amas de scories laissés par les anciens Chalybes. C'est là, dit la légende, que furent inventés l'enclume et le marteau.

Au nord de Chabin-Karahissar, les porphyres pyroxéniques qui s'étendent du cap Jason à Tarabulus, l'antique Tripolis pontique, appartiennent aux mêmes formations que ceux des Alpes pontiques, la belle chaîne qui se dresse en arc de cercle au sud-est de la mer Noire. Ces roches sont probablement postérieures à l'époque éocène : dans

le voisinage de Gumuschkané, elles ont traversé les calcaires de ces formations.

La syénite et la serpentine entourent la partie orientale du massif doléritique de Chabin-Karahissar. Le Gambet-dagh (2,700 mètres) et le Gandjar-dagh appartiennent aux premières de ces roches. Au nord même de la ville se dresserait un volcan, le

Kazan-Kaya ou « Chaudron de pierre » dont le cratère ébréché atteindrait 2,500 mètres d'altitude.

Le Tchimen-dagh, le Tcherdak-dagh, le Keschisch-dagh, d'autres encore, sont formés de serpentines aux aspects souvent pittoresques. Au nord d'Erzindjan, près de la première grande courbe occidentale du haut Euphrate, la blancheur des formations serpentineuses a fait donner à la montagne le nom d'Ak-dagh. Des sommets qui dominent la ville, les amas d'énormes blocs arrondis, réduits le plus souvent en masses pulvérulentes diversement colorées, semblent une gigantesque cataracte se précipitant dans le fleuve en ondes écumantes que les rayons du soleil font par endroits briller avec un éclat éblouissant [TCHIHATCHEFF].

Bibliographie.

LIVRES.

F. TOZER. *Turkish Armenia and Eastern Asia Minor.*

CH. TEXIER. *Description de l'Asie Mineure;* 2 vol.; plans et gravures. Paris, 1839 et 1849.

W. J. HAMILTON and STRICKLAND. Article important sur le Katakekaumenè; Transac. of the Geol. Soc. of London, 1841; new series, vol. VI.

W. J. HAMILTON. *Researches in Asia Minor, Pontus and Armenia... (1835-1837)*, 2 vol., cartes et gravures. Londres, 1842.

W. F. AINSWORTH. *Travels and Researches in Asia Minor (1839-40)*, 2 vol. Londres, 1842. La matière de cet ouvrage avait déjà été publiée dans les tomes IX et X du Jour. of the Roy. Geogr. Soc. of London (1839 et 1840).

M. VIVIEN DE SAINT-MARTIN. *Description historique et géographique de l'Asie Mineure*, 2 vol. Paris, 1845.

SPRATT, FORBES and DANIELL. *Travels in Lycia (1841)*, 2 vol. Londres, 1846.

A. VIQUESNEL. *Notice sur la collection de roches recueillies en Asie par feu Homaire de Hell...* Bull. de la Soc. géol. de France, 1849-51, 2e série, t. VII-VIII, p. 491. Paris, 1850.

CH. FELLOWS. *Travels and Researches in Asia Minor, more particularly in... Lycia.* Londres, 1852. Ce livre réunit, avec quelques

suppressions, les deux volumes du même auteur; ***Journal written during an Excursion in Asia Minor, 1838***, Londres, 1839, et; ***An account of Discoveries in Lycia (1840)***. Londres, 1841.

P. DE TCHIHATCHEFF. ***Asie Mineure.*** Le savant russe a consacré vingt années à l'étude de la péninsule anatolienne. Son œuvre se compose de 6 parties : Géographie physique, 1 vol.; Climatologie et Zoologie, 1 vol.; Botanique, 2 vol.; Géologie, 3 vol ; Paléontologie, 1 vol. Cartes, plans, grav., un atlas. Paris, 1853-69.

LE MÊME. ***Le Bosphore et Constantinople.*** Cartes, pl., fig. Paris, 1866.

C. RITTER. ***Klein-Asien.*** Les tomes XIX et XX de l' « Erdkunde ». Berlin, 1858-59.

A. GAUDRY. ***Géologie de l'île de Chypre.*** Mém. de la Soc. géol. de France, 2[e] série, t. VII. Coupes, pl., gr.; une belle carte géol. à 1 : 250,000. Développement de l'article : ***Sur la géologie de l'île de Chypre*** paru dans Bull. de la même société, 1853, 2[e] série, t. XI, p. 10 et 120.

TH. KOTSCHY. ***Reise in den Cilicischen Taurus (1853).*** Gotha, 1858. Kotschy écrivit encore des articles sur l'Asie Mineure dans les Peterm. Mittheil., 1859, 1862 et 1863.

F. UNGER und TH. KOTSCHY. ***Die Insel Cypern.*** Vienne, 1865.

F. VON HOCHSTETTER. ***Asien, seine Zukunftsbahnen und seine Kohlenschätze.*** Vienne, 1876.

F. TELLER. ***Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios.*** Denkschr. d. k. k. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Cl., XL, 1880, p. 34-356, avec carte.

J. S. DILLER. ***Notes on the Geology of the Troad.*** Quart. Journ. of the Geol. Soc., XXXIX. Londres, 1883.

E. TIETZE. ***Beiträge zur Geologie von Lykien.*** Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., XXXV, 1885, p. 283-386. Pl. VI, carte.

M. NEUMAYR. ***Ueber Trias und Kohlenkalkversteinerungen aus dem nordwestlischen Kleinasien.*** Anzeiger d. k. k. Akad. Wiss., Wien, 1887, XXII, p. 242.

A. BITTNER. ***Triaspetrefakten von Balia in Kleinasien.*** Jahr. d. k. k. Geol. Reichsanst, 1891, p. 97, pl. I-III, et : ***Neue Arten aus der Trias von Balia.*** Même revue, 1892, p. 77, pl. IV-V.

Dr W. RUGE. *Beitrage zur Geographie von Kleinasien.* Petermanns Mitteilungen, 1892, n° 10, p. 225. Cartes.

G. BUKOWSKI. *Grundzüge des geologischen Baues der Insel Rhodus.* Sitzungsber d. k. k. Akad. Wiss. Wien math.-naturw. Cl., XCVIII, abth. I, 1889, p. 208. Carte géol. *Der geologische Bau der Insel Kasos.* Même revue, p. 653. Certe géol. *Kurzer Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1890 und 1891 im sudwestlichen Kleinasien durchgeführten geologischen Untersuchungen.* Même revue, 1891, p. 378. *Die geologische Verhältnisse der Umgebung von Balia Maaden in Mysien.* Même revue, 1892, p. 214. Pl. I, II.

LE MÊME. *Geologische Forschungen im westlichen Kleinasien.* Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst., n° 5, 1892.

E. NAUMANN. *Vom Goldnen Horn zu den Quellen des Euphrat.* Munich et Leipzig, 1893.

LE MÊME. *Reisen in Anatolien.* Globus, Band LXVII, 1895, nos 18 et 19. Carte. Fig.

LE MÊME. *Die Grundlinien Anatoliens und Centralasiens.* Geog. Zeitschr., II, p. 7, Leipzig, 1896.

L. DE LAUNAY. *Etudes géologiques sur la mer Egée. La géologie des iles de Mételin (Lesbos) Lemnos et Thasos.* Annales des Mines de France, 1898, neuvième série, t. XIII, p. 157. Cartes. Voir aussi : *Description géologique des îles de Mételin et de Thasos.* Nouv. arch. d. Miss. scient., t. I, p. 127; une bonne carte géol.

H. S. WASHINGTON. *The Volcanoes of the Kula Basin in Lydia.* New-York, 1894.

M. D. EGINITIS. *Le Tremblement de terre de Constantinople du 10 juillet 1894.* Annales de Géog., juil. 1895, p. 151. Grav. et carte.

H. DOUVILLÉ. *Constitution géologique des environs d'Héraclée, Asie Mineure.* Com.-ren. de l'Acad. d. Sc., CXXII, 1er sem., p. 678. Paris, 1896.

FR. TOULA. *Eine Muschelkalkfauna am Golfe von Ismid in Kleinasien.* Beitr. zur Palœontol. Œsterr.-Ung. u. d. Orients, herausgegeben von W. Waagen. X, 1896, p. 153, pl. XVIII-XXII. Neues Jahrb. f. Min. 1896, I. p. 149; II, p. 137.

H. S. WASHINGTON. *On igneous Rocks from Smyrna and Pergamon.* The Amer. Jour. of Sc. Jan. 1897.

R. OBERHUMMER. *Bericht über eine Reise in Syrien und Kleinasien.* Peterm. Mitteil., 1897, p. 249. Carte.

A. PHILIPPSON. ***Bosporus und Hellespont.*** Geog. Zeitsch., IV, p. 16. Leipzig, 1898. Croquis géol.

LE MÊME. ***Vorläufiger Bericht über die im Sommer 1901 ausgeführte Forschungsreise im westlichen Kleinasien.*** Sitzungsber d. k. Akad. der Wiss., Berlin, 1902, p. 68. La suite de ce voyage, continué durant l'été 1902, fut relatée dans la même Revue 1903, p. 112.

LE MÊME. ***Geologische-Geographische Reiseskizzen aus dem Orient.*** Sitzungsber. Niederrheim. Ges. f. Natur- u. Heilk., Boon, 1896-97, p. 41.

FR. SCHAFFER. ***Zur Geotektonik des südöstlichen Anatolien...*** Peterm. Mitteil., 1901, p. 132, et 1902, p. 270.

LE MÊME. ***Beiträge zur Kenntniss des Miocänbeckens von Cilicien.*** Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanst., Wien, LII, 1902, p. 1. Carte.

LE MÊME. ***Cilicia.*** Peterm. Mitteil., Ergheft, nr 141. Gotha, 1903. Cartes.

LE MÊME. ***Geologische Forschungsreisen im sudöstlichen Kleinasien.*** Mitteil. d. k. k. Geog. Gesells. Wien, XLVI, 1903, p. 12 et 7.

LE MÊME. ***Reisebilder aus Cilicien.*** Vorträge Verein z. Verbr. nat. Kenntn. Wien, XLIII, nº 5, p. 131. Vienne, 1903. Pl., phot.

R. FITZNER. ***Forschungen auf der Bithynischen Halbinsel.*** Rostock, 1903. Phot., pl., coupes géol. Carte.

E. OBERHUMMER. ***Die Insel Cypern. Eine Landeskunde auf historicher Grundlage.*** Munich, 1903. Fig., croquis, pl., cartes et profils géol. La carte à 1 : 500,000 est une bonne réduction de celle de Kitchener et Grant.

R. LEONHARD. ***Geologische Skizze des galatischen Andesitgebietes nördlich von Angora.*** Neu. Jahrb. für Mineral., Geol. und Palæontol., XVI. Stuttgart, 1903. Une planche esquisse à 1 : 1,000,000.

PENTHERS. ***Eine Reise in das Gebiet des Erdschias-Dagh.*** Abhandl. der Geog. Gesells., Wien, Bd. 6, 1905, nº 1.

ANDRUSSOW. ***Kritische Bemerkungen über die Entstehungshypothesen des Bosporus und der Dardanellen.***

CARTES.

Voir Cartes des Amirautés anglaise et française pour les côtes et les îles.

BIBLIOGRAPHIE

A. PETERMANN. *Schichten Karten von Klein-Asien*. 1 : 3,700.000, avec courbes de niveau. Peterm. Mittheil., 1875, pl. XIII, p. 280.

KITCHENER et GRANT. Chypre, 16 feuilles à 1 : 63,360, 1885.

H. KIEPERT. *Specialkarte vom westlichen Kleinasien*, 15 feuilles à 1 : 250,000. Berlin, 1892.

Service géog. de l'armée française, *Turquie d'Asie* (*moins l'Arabie*). 1 : 1,000,000. Feuilles I, II, III, IV, VIII. Paris, 1896.

E. FRIEDRICH. *Uebersichtskarte von Kleinasien*, à 1 : 2,500,000. 1898.

H. KIEPERT a dressé une bonne carte à 1 : 500.000 pour le livre de K. Buresch : *Aus Lydien. Epigrap.-geogr. Reisefrüchte*. Leipzig, 1898.

W. M. RAMSAY. *Map of Asia Minor*. 1 :2,500,000, accompagnant un article de l'auteur sur la géographie historique de cette région. Geog. Jour. Londres, 1902, p. 257.

W. VON DIEST. *Karte des nordwestlichen Kleinasien*... 1 : 500,000. Berlin, *1902* et *1903*.

R. KIEPERT. *Karte von Kleinasien*. 1 : 400,000. En cours de publication.

La carte géologique qui accompagne l'ouvrage de P. de Tchihatcheff est à 1 : 2,000,000.

CHAPITRE V

CAUCASE

L'origine de ce nom, Kavkas en russe, n'est pas encore bien établie. La grande chaîne, d'ailleurs, reçut quantité d'autres noms que lui laissèrent les peuples conquérants de passage ou ceux qui se réfugièrent dans ses vallées. Pour les Tartares, qui voyaient de loin scintiller les glaciers, c'est le Yalbuz-thaglor, la « Crinière de glaces ». Les Arabes, frappés par la diversité des peuples qui l'habitaient, l'appelèrent Djebel-el-lisân, « Montagne des langues ».

Comme tous les hauts sommets, le Caucase a ses légendes. Tantôt c'est le berceau de la race humaine, tantôt la borne du Monde; du mythe de Prométhée à celui de la « race caucasienne », nombreuses sont les fables et les erreurs qui se rattachent à son nom. Aristote pensait que les plus hautes cimes restaient encore éclairées quatre heures après que les plaines de la base étaient plongées dans les ténèbres, et jusqu'au milieu du XVIIIe siècle, des écrivains lui donnaient encore quatre-vingts kilomètres de hauteur.

Certainement le Caucase est un des plus remarquables parmi les plis montagneux qui rident la surface terrestre. C'est un des fragments de cette longue chaîne ondoyante qui s'étend de l'Asie centrale à l'Europe occidentale; il se rattache d'un côté aux Pamir, par le seuil de la Caspienne, les monts du Khorassan, rempart nord-oriental du plateau iranien, et le Paropamise, et de l'autre aux Alpes, par la Crimée, la bordure sous-marine qui domine la profonde dépression de la mer Noire, les Balkans et les Carpathes [SUESS]. L'étude de la

Crimée et de la région transcaspienne qui s'étend au sud et au sud-est de Krasnovodsk est inséparable de celle du Caucase qu'elles prolongent dans les deux sens, et auquel elles se relient par la structure du sol, les phénomènes d'oscillations qui les ont affectées, ceux qu'elles subissent encore et les manifestations volcaniques.

Par sa position, le Caucase se réunit aussi à l'ensemble montagneux de l'Asie antérieure. Les plateaux iranien, arménien et anatolien forment un rempart dont la direction sud-est nord-ouest, lui est vaguement parallèle, et la partie la plus saillante de ce groupe, projetée un peu en dehors de l'alignement, le massif d'Arménie, vers lequel semble concourir toutes les chaînes, se rapproche du Caucase et se dresse précisément en face des sommets les plus élevés de ce système montagneux. Sa situation a même valu aux monts d'entre Araxe, Kura et Pont-Euxin le nom de Petit Caucase et parfois celui d'Anti-Caucase.

Une petite chaîne transversale, les montagnes Mesques, relie les deux régions; son arête s'abaisse à 919 mètres au col de Suram; à l'est, la vallée de la Kura et la cuvette méridionale de la Caspienne, dont le fond est à 946 mètres au-dessous du plan d'eau méditerranéen, à l'ouest la vallée du Rion et la mer Noire avec des profondeurs de plus de 1,000 mètres forment la limite méridionale du relief caucasien.

Au nord la région caucasienne est très nettement limitée par la dépression ponto-caspienne où se traînent les rivières Manitch; des deux côtés, les steppes immenses s'étendent uniformément jusqu'aux collines d'Ergheni et au nord de la Crimée jusqu'au plateau du Donetz. Elles s'affaisent à peine pour former le bassin de la mer d'Azov, profond d'une douzaine de mètres et dont le sol composé d'un sable argileux ne possède pas une seule roche. Sur la face septentrionale, au devant de la partie centrale de la chaîne, le relief s'atténue assez doucement : à 200 kilomètres au nord de l'Elbruz, Stavropol se trouve encore à 750 mètres d'altitude, à peu près au centre d'une immense terrasse. La fosse septentrionale de la Caspienne descend à 769 mètres au-dessous du niveau de la mer; au-delà, la petite chaîne qui s'étend à l'est de Krasnovodsk se relie par quelques collines au plateau d'Ust-Urt dont les ondulations se dressent à quelques vingtaines de mètres, d'une part au-dessus des eaux caspiennes dans la presqu'île Mangichlak, de l'autre au-dessus de celles de la mer d'Aral.

Au delà de la Caspienne, le Caucase des Turkmènes s'étend de la trouée du Heri-Rud qui le sépare du Paropamisus, jusqu'au golfe des Balkhans avec une rectitude presque parfaite. La partie orientale est constituée par le pli extérieur des monts du Khorassan, mais tandis que la chaîne principale se recourbe vers le sud-ouest et se rattache à l'Elburz, le rameau qui diverge dans la direction du nord-ouest diminue rapidement d'altitude en s'approchant du golfe des Balkhans; le plus haut pic du Kiuren dagh se dresse à 1,075 mètres, le Petit Balkhan à 800 environ et au delà aucun sommet de l'alignement n'est assez important pour porter de nom.

Séparé du Petit Balkhan par la dépression où coulait l'Oxus lorsqu'il était tributaire de la Caspienne, le Grand Balkhan (1720 m. au-dessus de la Caspienne) forme le pilier oriental et le seul massif de quelque importance de la petite chaîne transcaspienne, considérée comme un des chaînons du système caucasien. Les collines qui continuent le Grand Balkhan vers le nord-ouest s'abaissent à mesure qu'on s'avance vers la mer; elles dominent abruptement au nord le golfe des Balkhans, mais s'atténuent en un cordon littoral à l'ouest.

La chaîne du Grand Balkhan, le petit Balkhan et le Kiuren dagh sont surtout composés de roches de formations crétacées et éocènes. Le terrain cristallin apparaît aux environs de Krasnovodsk sous forme de collines granitiques. Andrussov a signalé également des affleurements du jurassique dans les environs de la ville. Vers le sud, les assises miocènes s'étendent du pied des deux Balkhans jusque dans l'île Tcheleken : de même qu'autour du Caucase, c'est dans ces terrains ou dans les assises des étages voisins que se trouvent les volcans de boue et les dépôts de naphte. Autour de cette zone miocène s'étendent des sables et des argiles semblables à ceux des grands déserts turcomans, d'une part, dans la presqu'île de Djardja, de l'autre, dans la direction du Sud, le long de la Caspienne.

Le seuil sous-marin qui unit les péninsules de Krasnovodsk et d'Apchéron, distantes de 200 kilomètres, descend à plus de 200 mètres au-dessous du niveau de la mer, mais de chaque côté l'abîme caspien s'enfonce à au moins 500 mètres plus bas.

Des bords de la Caspienne aux plages de la mer d'Azov l'axe montagneux du Caucase, au nord de l'isthme Ponto-Caspien, s'étend sur plus de 1,200 kilomètres avec une rectitude presque unique

sur la Terre. Dans son ensemble c'est un ourlet régulier, d'inclinaison plus douce au versant septentrional que sur les pentes tournées vers le sud. On peut y voir deux groupes séparés à peu près au milieu de la chaîne par un étranglement, bien que la crête garde une altitude moyenne à peu près constante de part et d'autre. C'est en ce point que se trouve également le col le plus bas (2,379 mètres) de la partie centrale du massif; c'est là que passe la fameuse route du Darial qui réunit la Russie à la Transcaucasie. Entre les altitudes de 1000 mètres sur les deux versants, de la plaine de Vladikavkas à celle de Gori, la largeur du Caucase est d'environ 100 kilomètres; elle est double dans la moitié occidentale, des bords du Rion et de la mer Noire à ceux de la Kuban; dans la moitié orientale elle est triple, des rives de la Kura à celles du Terek, du Sulack inférieur et de la Caspienne. Cette dernière région, moins régulière que l'autre, porte le nom de Daghestan; c'est le « Pays montagneux » par excellence.

Le Caucase ne forme pas une arête unique; trois, quatre, cinq alignements se succèdent parallèlement sur le socle commun, d'autant moins élevés qu'on s'éloigne de la crête médiane, faîte presque constant de séparation des eaux, considéré comme chaîne maîtresse. Toutefois ce n'est pas dans cette dernière rangée que se dressent les quelques sommets suprêmes; ils dominent généralement la rangée située au nord et se relient pour la plupart à la chaîne maîtresse par des chaînons latéraux. Tel est le cas pour le Tebulos-mta (4,507 mètres) le plus haut pic du groupe oriental, et dans le groupe occidental, pour l'Elbruz (5,629 mètres ou 5,646), l'ancien volcan dont le sommet est le point culminant de tout le Caucase. Sur la presque entière longueur du versant septentrional et sur le versant méridional des monts de l'ouest, les chaînes latérales sont parfaitement reconnaissables, quoique morcellées par les cluses des torrents. D'ailleurs, elles ont reçu pour la plupart un nom qui en rattache les tronçons divers.

Le Daghestan méridional est quelque peu différent. La chaîne maîtresse domine ici, au nord, d'environ 3,000 mètres, une vaste dépression rectiligne, jadis lacustre, dont l'altitude est à peine de quelques centaines de mètres; c'est la vallée que parcourent l'Alazan et son affluent l'Aïri-tchaï, tributaires de la Kura. Par une cluse transversale, les eaux de ces rivières rejoignent vers le sud une autre vallée longitudinale, celle de la Yora et plus au sud encore, celle de la Kura; les terrasses de moins de 1,000 mètres d'altitude qui séparent ces dépres-

sions forment le seul pli qui, de ce côté, borde la chaîne principale.

Le groupe occidental du Caucase est plus élevé que le Daghestan. Du Kazbek qui domine à l'ouest le défilé de Darial, jusqu'au delà de l'Elbruz, la chaîne maîtresse est couverte par les glaces d'une façon presque continue quoique la limite inférieure des glaciers du Caucase soit à environ 2,400 mètres d'altitude. Le seul col de Manisson (2,825 mètres) s'y abaisse au-dessous de 3,000 mètres. En cette région qu'on appelle généralement Caucase central, plus de quinze pics dépassent le Mont Blanc d'Europe; cinquante autres s'y élèvent encore à plus de 4,000 mètres. Le Kazbek (5,043 mètres), le groupe puissant de l'Adaïkhoh (4,647 mètres), le Tscara ou Skhara (5,184 mètres) faisant face aux deux géants latéraux le Dikh-tau (5,198 mètres) et le Koch-tan-tau (5,148 mètres), le Tetnuld (4,853 mètres), le Tiktengen (4,656 mètres) et au nord de la belle vallée de Betsho, l'Uchba (4,699 mètres), le « Monstre dont le front est armé de deux cornes », sont les plus connus. La surrection considérable des massifs du Caucase central, par rapport à la largeur du socle, est un des traits caractéristiques de la chaîne. Tous les voyageurs qui regardent les montagnes de quelque point de la steppe septentrionale, sont saisis à l'aspect de la formidable muraille.

Au delà de l'Elbruz la chaîne s'abaisse graduellement vers la péninsule de Taman. Le Djuman-tau (4,877 m.), long massif en forme de toit, séparant les hautes vallées de la Kuban et du Khodor, le Marukh (3,868 m.) et quelques autres massifs sont encore couverts de glaciers; l'Ochten ou l'Ochtek (2,807 m.), pointe suprême du massif de Ficht, termine à l'ouest la région des neiges persistantes.

A l'orient du Darial, les glaces ne forment pas une couverture continue. Quelques hauts pics seulement sont revêtus de neiges éternelles. La plupart d'entre eux s'élèvent sur la chaîne d'Andi, qui se dresse au nord de la crête médiane. La chaîne maîtresse du Daghestan atteint 3,287 mètres au Barbalo, son pilier occidental. Elle garde une altitude moyenne de 3,000 à 3,500 mètres en s'avançant vers le sud-est. A l'est de Nucha elle se relève en quelques beaux massifs, tels le Basardjusi (4,484 m.), le Chalbuz (4,170 m.), le Chah-dagh (4,255 m.). Puis la chaîne s'incline pour former la péninsule d'Apchéron.

La constitution géologique du Caucase semble être d'une grande simplicité. Du Kazbek au massif de Ficht, les roches archéennes

composent entièrement la chaîne maîtresse; la zone qu'elles occupent englobe également une partie des chaînes latérales qui accostent cette arête. Ce sont principalement des granits injectés de roches plus récentes; ces filons, larges parfois de 30 mètres, sont formés de porphyres, de diabases, de dolérites, et bordés de chaque côté par d'étroites bandes de micaschistes et de chloritoschistes. La « Carte géologique de la Russie d'Europe » (1892) indique parmi les assises paléogènes du Daghestan sud-oriental, à une trentaine de kilomètres au nord-ouest de Chemakha, deux affleurements de roches granitiques entourées de terrains crétacés. De même, la chaîne des Mesques, est formée d'une masse de roches granitiques passant tantôt au gneiss, tantôt à la syénite.

Il semble donc que la charpente du Caucase soit formée de roches cristallines. Sur cette première structure s'appuient des schistes argileux, siluriens ou dévoniens [FAVRE] très faiblement représentés au nord, mais affleurant en masses considérables au sud. Ces schistes puissants du versant méridional vont former la chaîne maîtresse du Daghestan, au delà du Kazbek et jusqu'à une cinquantaine de kilomètres à l'est de Nucha. Toute la série des assises géologiques, du trias au miocène, vient former ensuite le versant septentrional du Caucase. Elles se disposent avec une régularité étonnante dans la partie occidentale, où aucune dislocation n'est venue les déranger; au sud de Vladikavkas elles se rétrécissent, suivant le mouvement général de la chaîne; elle s'étalent de nouveau dans le Daghestan septentrional et remontent même jusqu'à la crête médiane : les calcaires blancs et rouges du Lias forment les massifs du Chalbuz et du Chah-dagh. De plus, elles rappellent ici la structure du Jura; d'après Abich, le Daghestan septentrional est un système de plissements parallèles dont les voussures sont déchirées et traversées de crevasses. Les terrains du tertiaire moyen et supérieur et les dépôts quaternaires viennent ensuite, mais ils forment déjà la région des steppes. Ils sont toutefois très importants, car c'est à travers leurs plis que les volcans se sont fait jour, dans les péninsules d'Apchéron et de Taman.

Une série à peu près analogue de sédiments recouvre le versant méridional du groupe occidental, mais avec moins de régularité que sur l'autre versant de la chaîne, car en cette région les accidents géologiques ont été considérables. Il en est de même du Daghestan méri-

dional, mais ici les sédiments tertiaires sont presque entièrement cachés sous les dépôts fluviatiles et lacustres récents, recouvrant vallées et dépressions. Le sol des steppes que séparent l'Alazan, la Yora et la Kura, est formé par les dépôts miocènes dits « sarmatiques ».

Au nord-ouest le Caucase s'avance régulièrement en pointe de lance comme pour rencontrer la Crimée orientale. Mais si la partie émergée garde un alignement rigoureux, les courbes de niveau sous-marines montrent que la chaîne s'infléchit déjà vers l'ouest et forme, avec la Crimée méridionale, c'est-à-dire avec la Crimée montagneuse, alignée de l'est-nord-est à l'ouest-sud-ouest, un arc de cercle d'une grande régularité. Les deux péninsules volcaniques de Taman et de Kertch forment le trait d'union entre les deux contrées.

Les monts de l'ancienne péninsule taurique couvre environ le quart de la superficie totale de la presqu'île, soit 6,000 kilomètres carrés. Sur toute son étendue, de la baie de Kaffa à la pointe Khersonèse (180 kilomètres), elle borde abruptement au nord la mer Noire; la crête suprême qui compte un millier de mètres de surrection moyenne (1,661 mètres au Tchatîr-dagh, sommet culminant situé à peu près au milieu de l'arc de la chaîne) n'est éloignée que de six à douze kilomètres des rivages marins. Les versants septentrionaux très doucement inclinés vont se fondre insensiblement dans le sol uniforme des steppes.

Les terrains jurassiques constituent, presqu'en entier, la Crimée montagneuse. Au sud ils baignent directement dans la mer, mais au pied des versants qui regardent le nord, ils sont recouverts avec une régularité pareille à celle que l'on trouve dans le Caucase septentrional, par les assises du crétacé, de l'éocène et du miocène qui, à l'est, va s'étaler largement dans la presqu'île de Kertch; dans la région des steppes les couches pliocènes sont superposées au jurassique. Le calcaire nummulitique manque dans le nord du Caucase, en Crimée au contraire, il repose sur la craie et le lias criméen, fortement plissé, et indiquant une grande perturbation qui a précédé la période néocomienne mais ne s'est pas fait sentir dans le Caucase du nord.

Abich considérait la grande chaîne caucasienne comme un énorme anticlinal renversé vers le sud et il attribuait à toutes les assises une pente isoclinale vers le nord. Cette façon de voir ne peut être entière-

ment rejetée, mais il s'en faut de beaucoup que la structure de la chaîne soit aussi simple. L'inclinaison des couches n'est pas partout la même; sur les versants on retrouve non seulement des plis secondaires, mais des différences de facies très marquées; le terrain numulitique absent au nord affleure au sud.

Quoi qu'il en soit, il semble maintenant bien établi que la chaîne fut surtout affectée pendant les périodes jurassique et néogène; au cours de cette dernière époque, des couches de l'étage sarmatique furent portées à plus de 2,000 mètres d'altitude. C'est surtout au versant méridional que les mouvements orogéniques eurent la plus grande influence. Outre les irrégularités apportées par les plis et les dômes secondaires, des failles énormes, des affaissements considérables, des dislocations de tous genres s'y rencontrent. Ces accidents se relient probablement aux effondrements de la mer Noire et de la Caspienne. Au delà de cette mer, les témoignages de dénivellation ne manquent pas. Le Grand Balkhan et les collines à l'ouest sont les restes d'un anticlinal unique, courbé au-dessus de la baie des Balkhans et dont la partie méridionale est presque entièrement effondrée. [KOCHKOUL.] Des changements de niveau relativement récents ont eu lieu sur la côte sud-orientale de la Caspienne. Les tremblements de terre secouent encore la région : le petit port d'Uzun se trouva subitement approfondi, il y a quelques années.

La péninsule d'Apchéron a également subi des oscillations pendant la période historique. A l'ouest, le pays de Chirvan est fréquemment dévasté par les secousses du sol; d'après Abich les vagues terrestres se propagent ici vers le sud-est sur le prolongement même de l'axe du Caucase. D'ailleurs, toute la vallée inférieure de la Kura est tristement célèbre par les secousses désastreuses qui s'y font presqu'annuellement sentir. La vaste dépression formée par cette plaine, la Caspienne méridionale et le bassin de l'Atrek, ouvert entre les Balkhans transcaspiens et les chaînes de l'Elburz, semblent bien former une même ère d'affaissement. De tous côtés, le sol tremble; il semble que de nouveaux effondrements se préparent. [SUESS, ABICH.]

En Abkasie des terrasses marines abandonnées se voient distinctement à 150 mètres de hauteur. Sur d'autres points le sol semble s'être affaissé. Près de Sukhum-Kaleh notamment, Dioscurias, l'antique cité grecque a disparu sous les flots. Des constructions se trouvent dans les alluvions jusqu'à 10 mètres de profondeur; la tempête rejette

sur la plage des monnaies, des anneaux, des débris divers. [PRENDEL, TCHERNAVSKIY.]

Plus à l'ouest, toute la partie méridionale de l'arc criméo-caucasien est marquée de plages exondées variant en hauteur de 4 à 6 mètres; elles contiennent des coquilles d'animaux vivant encore dans la mer Noire. [ABICH.]

Au versant septentrional des chaînes les dénivellations ont été beaucoup moindres. On en voit cependant des traces, notamment aux environs de Petrovsk et de Derbent.

Ces mouvements des massifs caucasiens et des régions qui les environnent ont eu, très probablement, une grande influence sur la sortie des masses fluides internes. Aux grandes dislocations jurassiques ont correspondu dans la partie ouest de l'isthme Ponto-caspien, des épanchements nombreux de porphyre, de diabase et surtout de mélaphyre dont sont formées les montagnes de Lokhoni, de Rustav, de Syrkh-Leberta au sud-est d'Oni, les massifs du Goloch au nord-ouest de Kutaïs et d'autres monts encore qui se prolongent au loin vers l'ouest jusque dans la vallée du Bsib. Mais ces formations, traînées ou massifs n'ont pas de caractère bien spécial. C'est vers cette même époque jurassique que l'on place la formation des divers massifs criméens. Sur les bords du Rion des andésites, des anamésites, des dolérites et des labradorites apparaissent aux temps éocènes. Les masses intrusives des environs de Patigorsk se forment ensuite. Et enfin, après le plissement néogène, le maximum d'activité est représenté par les beaux cônes de rejet qui se dressent sur le sommet de la chaîne et par les volcans de boue et les éruptions de gaz qui entourent le grand massif montagneux.

Par la diversité des phénomènes éruptifs qu'il présente, le Caucase peut compter parmi les régions volcaniques les mieux marquées de la Terre. La série presque complète s'y rencontre et d'une façon remarquable à la fois par l'ampleur des manifestations et la disposition symétrique des évents par rapport à la chaîne. Les cônes surimposés, les laccolithes, masses injectées sous un dôme de sédiments, les volcans de boue ou salses, les sources minérales et les émanations gazeuses sont souvent signalés comme typiques.

C'est au sommet même du système montagneux que les volcans ont édifié leurs masses coniques plus ou moins régulières; ils se sont

greffés en quelque sorte sur la chaine. Leur apparition date de la fin du tertiaire ou du début du quaternaire. En tous cas c'est aux âges de la Glace que leurs coulées se sont répandues dans les vallées déjà creusées qui les entourent. Généralement les laves recouvrent de masses épaisses de 100 et 150 mètres le granit ou le schiste mais on les a trouvées aussi, parfois superposées aux moraines glaciaires. ou aux alluvions, parfois recouvertes par ces moraines. Des blocs éruptifs ont été transportés par les glaces jusque dans les steppes qui limitent le pied des monts. Il semble que l'activité de ces volcans eut l'homme pour témoin. Telle légende nous dit que les forgerons divins avaient établi leur atelier dans les montagnes. [MERZBACHER.] Les produits rejetés sont surtout des andésites variant quelque peu pour chaque massif.

Le volcan le plus imposant, c'est d'ailleurs le mont suprême du Caucase, est l'

Elbruz, dont le nom dérive sans doute du mot tartare Yulbuz-thaglor « Montagne de Glace » parfois appliqué à toute la chaîne. Il porte également l'appellation d'Ibdis-thaglor, la « Montagne des Etoiles », car elle fut le berceau de Castor et de Pollux. Les Tcherkesses considéraient aussi la montagne comme « Sainte »; elle était pour eux la « cime des bienheureux » et le maître du monde, roi des esprits trônait sur le socle de glace. [KOLENATI. Die Bereisung des Kaukasus.]

L'Elbruz constitue avec les remparts qui s'y rattachent, un des massifs les plus puissants du Caucase. Au sud, il se relie par un étroit pédoncule à la chaîne maîtresse. Au nord et au nord-ouest, il se prolonge par les puissants contreforts qui séparent les bassins du Terek et de la Kuban. Un des sommets de cette arête est le Bermamyt (2,612 mètres), montagne que le voisinage de Patigorsk a permis de bien connaître. Le massif volcanique même de l'Elbruz couvre une surface d'environ 450 kilomètres carrés. Son aspect est saisissant non seulement par sa grande élévation, mais aussi par l'harmonie de ses contours. C'est un dôme régulier à pente très douce, surmonté de deux cônes hauts de quelques centaines de mètres. La roche est presque complètement masquée par un manteau de glaciers puissants qui descendent jusqu'à l'abri des forêts dans les vallées supérieures. On aperçoit la montagne des steppes septentrionales comme une

tente blanche posée à l'horizon et grandissant à mesure qu'on s'approche.

Çhaque année un grand nombre de voyageurs et de malades venus de Patigorsk gravissent les flancs du Bermamyt pour contempler la belle montagne dominant les pics majestueux qui l'entourent. Du sommet la vue embrasse un panorama merveilleux : les steppes; la nappe bleutée de la mer Noire; le chaos des géants caucasiens et parfois à l'horizon du sud la coupole de l'Ararat scintillant dans l'éloignement.

Favre avait cru voir de loin, entre les deux cônes terminaux de l'Elbruz, une immense chaudière volcanique effondrée; mais les explorations de Grove et de Freshfield ont montré qu'il n'en est rien. Les cuves principales par où s'est déversée la lave qui a édifié le volcan s'ouvrent au sommet des deux cônes. Celle qui termine le piton nord-occidental, le plus haut et le plus svelte, est bien conservée; elle est large de 1,300 mètres. Au nord-est, la « dent » qui la domine (5,646 mètres) est la plus haute aiguille du Caucase. La masse de névé, qui comble la cuvette et en forme une plaine horizontale, descend en glacier par une brèche ouverte dans la partie sud-ouest de la corniche. Le bord du cône sud-oriental, dont la cuve épanche également un glacier, atteint 5,623 mètres d'altitude. De nombreux cônes secondaires ayant également rejeté la pierre fondue apparaissent en plusieurs endroits sur les flancs du massif.

L'Elbruz repose entièrement sur la roche cristalline; il s'élève au point où les granits de la partie centrale de la chaîne affleurent sur leur plus grande largeur (plus de 40 kilomètres) et où les formations sédimentaires sont le moins soulevées, du moins au nord. Ses coulées sont formées d'une roche à pâte noire semi-vitreuse contenant de gros grains de quartz et des cristaux d'oligoclase et de pyroxène; un peu de biolite et de magnétite s'y mêle.

Au point où la chaîne caucasienne a sa moindre largeur, où les couches ont été resserrées et redressées fortement, plusieurs massifs volcaniques se sont fait jour. Le

Kazbek, c'est-à-dire le « Chef ». s'élève à l'ouest de la route de Géorgie. De la petite station de Kazbek située à l'est, au bord du Terek, le grand cône se dresse majestueusement au-dessus de larges contreforts. Il doit peut-être autant à son admirable régularité qu'à

sa proximité du passage du Darial la vénération et la crainte dont on l'a entouré. Les Géorgiens l'appellent Mkinvari, les Osses Ours-khoh (Mont Blanc),et aussi « Pic de Bethléem » ou du « Christ ». Un couvent de moines était établi sur le sommet inaccessible, dit la légende. Le mythe de Prométhée cloué par les dieux au rocher n'est pas complètement disparu encore de la contrée. [J. CAROL, *Les deux Routes du Caucase.*]

Le Kazbek est le dôme oriental d'un puissant groupe montagneux qu'entoure au sud et à l'est la vallée supérieure du Terek. Plus élancé que l'Elbruz parce que de base moins large, il est également terminé par deux pointes dont la plus haute (5,043 mètres) est le point suprême du groupe auquel appartient le massif. Parmi les glaciers qui serpentent sur les flancs du volcan, l'un d'eux, le Devdoroki, est célèbre. Il naît dans un vaste plateau de névé au pied septentrional du cône, puis se divise en deux branches qui prennent la direction de l'est, se rejoignent en une gorge étroite et se terminent à 2,300 mètres environ. Lors des poussées anormales du glacier ou d'une infiltration des eaux, il arrive que la partie inférieure se détache et se précipite en avalanche, entraînant des blocs de rocher, des boues, des glaces, des torrents d'eau jusque dans la vallée du Terek. La rivière barrée s'accumule en lac derrière l'obstacle et le passage unique qui relie la Russie à la Transcaucasie est impraticable.

C'est dans la large bande des schistes argileux du Caucase, vers le point où ces schistes sont en contact avec les roches cristallines que se dresse la masse du Kazbek. Les couches sédimentaires sont en ce point presque verticalement redressées. Les coulées de lave se sont épanchées surtout au sud, au sud-est et à l'est vers la vallée du Terek, s'avançant en contreforts et en terrasses où la roche se voit souvent sous la forme prismatique. Ces coulées consistent surtout en une andésite à pâte compacte d'un gris foncé, renfermant de grands cristaux d'oligoclase, çà et là du quartz, un peu de biotite, de sanidine et de magnétite [FAVRE]. D'énormes amas de scories rouges et grises se voient jusqu'au bord du Terek. Un grand nombre de sources minérales jaillissent dans les environs du Kazbek. En 1902 des masses de glaces se détachèrent du glacier de Genaldon, situé vers le nord-ouest, peut-être à cause de quelque tremblement de terre auquel le Kazbek n'eût pas été étranger.

D'après Lœwinson-Lessing, le Kazbek eut trois phases d'activité,

manifestées par des produits divers. Ce fut d'abord un trachyte noir et rouge, quelquefois à structure d'ataxite; son émission est probablement antérieure à la période glacière, car les moraines le recouvrent. En second lieu parut une lave rouge que l'on peut voir dans la vallée de la Tchheri, à l'est du volcan. Enfin vinrent les coulées énormes d'andésites, peut-être postérieures à l'extension des glaces.

Au sud-est du Kazbek, à l'est même du Col de la Croix, les

Tsiteli-mtebi (3,260 mètres), les « Monts Rouges » — mtebi, pluriel de mta, montagne — se dressent également dans la zone des schistes argileux. Ce groupe de cônes (au nombre de trois ou quatre) doit son nom à la multitude de scories volcaniques rouges qui se sont entassées pêle-mêle avec les cendres sur les flancs des monts.

Les Monts Rouges offrent des aspects sauvages; ils sont presque entièrement nus. Des cheires considérables s'étalent au sud-ouest, hérissées de mamelons et déchirées de crevasses. La roche est une andésite pyroxénique à pâte gris cendré se rapprochant beaucoup de celle du Kazbek [FOURNIER]. On a trouvé également dans les Tsiteli-mtebi des andésites amphiboliques.

Immédiatement au sud, d'autres volcans, connus sous le nom de volcans du

Gud, dominent la station de Gudaour. Ce sont des cônes et des remparts de scories démantelés. L'un d'eux a gardé plus ou moins la forme d'un cratère et est même occupé par un petit glacier.

Les cônes volcaniques des Tsiteli-mtebi et du Gud, dit Loewinson-Lessing, sont alignés dans la direction ouest-est; les lignes de volcans coïncident avec la direction des diacloses dans les schistes paléozoïques et celles des nappes et des filons intrusifs anciens.

L'énorme coulée qui descend de ces régions vers le sud jusqu'aux environs de Mlety, appartient-elle aux Monts Rouges ou à ceux du Gud? Elle domine, à l'est, l'Aragva dans la vallée duquel elle s'est déversée. La route de Tiflis à Vladikavkas en gravit les flancs. Trois couches différentes, caractérisées par une couleur, un grain, une structure propre s'y distinguent; elles sont d'ailleurs séparées par des lits de cendres volcaniques. La masse de pierre fondue est tantôt compacte, tantôt poreuse; en quelques points elle a pris la structure columnaire. [DUBOIS DE MONTPÉREUX.]

A l'ouest du col de la Croix, le plateau de

Kely est également un groupe de cratères. Les cartes montrent ces cavités emplies par des lacs assez irréguliers, dus sans doute à la fonte des neiges qui recouvrent souvent le plateau. Les coulées de lave se sont répandues surtout dans les vallées du Ksan et de la Liakhva. Une de ces masses de pierres fondues de plusieurs centaines de pieds de puissance est large de plus de quatre kilomètres près d'Erimani et présente une série de gradins très imposants. Elle est formée d'une andésite pyroxénique, tantôt poreuse, tantôt compacte. [FAVRE.]

D'autres cônes, contemporains des grands volcans de la chaîne, se dressent près de Djava, sur la Liakhva moyenne. Ce sont des masses trachytiques de faibles dimensions.

Il n'y a pas de volcan dans le Daghestan, si ce n'est au voisinage du col de la Croix. Le Tebulos-mta dont la cime pointue est couverte de glace n'est pas un mont ignovome comme l'avaient cru certains auteurs et le Chah-dagh est simplement percé de filons métallifères ; à la base jaillissent quelques sources minérales. Dans le voisinage, au sud-est, la carte géologique de la Russie (1892) indique quelques masses de roches volcaniques récentes.

Les laccolithes n'offrent pas la même homogénéité que les grands volcans de la chaîne. Leur âge et leur composition varient, leur disposition n'est aucunement symétrique, les uns se trouvent en Crimée, les autres aux environs de Patigorsk.

Dans la Crimée montagneuse, presque tous les massifs éruptifs, et ils sont nombreux, se présentent sous cette forme aveugle de culot d'injection, à divers degrés de dénudation. Les roches composantes sont variées, mais ce sont surtout des diorites quartzifères et des andésites. Les schistes, restes de la couverture primitive, entourent généralement leur base et sont fortement redressés. Un des plus grands, l'

Aïou-dagh, le « Mont des Ours », qui s'avance en cap majestueux à une dizaine de kilomètres au nord-est de Yalta, atteint près de 3 kilomètres de longueur et 542 mètres de haut. Sa forme lenticullaire qui le fait ressembler à un dos d'ours lui a valu son nom. [DANILOFF.] Quelquefois, l'enveloppe n'a disparu que partiellement

et ce n'est que par places qu'apparaît la roche éruptive. Tel est le cas pour le

Charkha, un des plus petits, mais le plus typique des laccolithes criméens; il est situé à 2 ou 3 kilomètres au nord de l'Aïou-dagh. Ces masses intrusives sont concentrées surtout sur le versant sud des montagnes et, au midi de Simferopol, sur le versant nord. De plus, on ne les trouve que dans les terrains jurassiques et Lagorio fait dater leur âge de la fin du jurassique ou du début du crétacé. Le cap

Phiolente seul, aux falaises pittoresques dominant la mer Noire au sud de Sébastopol, est enfermé dans des roches plus récentes.

La Crimée offre aussi quelques massifs volcaniques différents. On trouve au sud-est de Féodosie les coulées véritables du

Kara-dagh, massif constitué par des andésites et des dacites, autour duquel se dressent des accidents divers, dyke de Guiaour-Bakh, piton et nappe mélaphyriques de Koktebel. [BRUHNES.]

Les quelques massifs de roches éruptives qu'on rencontre aux environs de Patigorsk sont composés de microgranulites et de porphyres felsites [CH. VÉLAIN, MOUCHKÉTOW] pointant comme un archipel au-dessus des terrains crétacés et tertiaires qui s'étendent à peu près uniformément dans cette région de steppes. D'après Schafarzik, ce sont des trachytes quartzifères à orthose. L'éruption de ces roches eut probablement lieu à l'époque tertiaire, après le dépôt des marnes éocène. L. Dru compte dix affleurements au nord-ouest de Patigorsk, un seul au sud-ouest, les plus éloignés se trouvant à 25 kilomètres de la ville. Leur forme, qui dans le principe était bombée, est plus ou moins reconnaissable. Le pic le plus important, domine au nord Patigorsk, c'est le mont aux « Cinq Têtes » le

Bechtaou (1,398 m.) des Tartares, ainsi nommé à cause des aspérités du sommet. Il est encore bien conservé. A 10 kilomètres au nord, un autre laccolithe, le

Kuma le « Poignard », déchiqueté par les érosions se dresse d'un jet au-dessus de la plaine. Quelques bosses sédimentaires se remarquent aussi à côté des massifs éruptifs; ne sont-ce pas là des laccolithes encore recouverts?

La région de Patigorsk est renommée pour ses eaux thermales. Les sources minérales et alcalines qui jaillissent de toutes parts font de la région, par leur nombre et leur variété, une des plus remarquables de la Terre et, à ce point de vue, la première du Caucase. Patigorsk compte plus de vingt sources sulfurées alcalines thermales (de 29 à 47° C), Jeleznovodsk, c'est-à-dire « eau ferrugineuse », indique par son nom les émanations hydro-minérales du voisinage; ce sont surtout des sources bicarbonatées alcalino-ferrugineuses chaudes (jusqu'à 51° C). Celles d'Yesentuky sont froides, mais elles contiennent du soufre. A Kislovodsk, dans les premières vallées montagneuses, la superbe fontaine de Narzan épanche 18 litres par seconde d'eau bicarbonatée ferrugineuse froide et dégage 5,400 mètres cubes d'acide carbonique par jour. D'autres sources minérales se rencontrent aux flancs des collines volcaniques ou dans les fissures du calcaire. D'ailleurs les tremblements de terre les ont fréquemment déplacées, et d'énormes dépôts de travertin indiquent que leur activité a été plus grande qu'elle n'est aujourd'hui.

Dans la colline de calcaire crétacé qui domine à l'est Patigorsk, un gouffre d'effondrement, profond de 26 mètres, dont le fond est rempli par un petit lac fumant, s'ouvrit, dit on, en 1774, en même temps que le sol se fendait sur une grande étendue. Une source sulfureuse jaillissant du fond alimente le réservoir. Chaque année, de fin mars au début de juin, le niveau du lac s'élève de plus d'un mètre pour revenir graduellement à son état normal. On attribue vaguement à la fonte des neiges sur les premiers contreforts du Caucase la cause de ce phénomène.

Les couches sédimentaires de la région de Patigorsk sont coupées par deux systèmes de fissures, l'un orienté nord-ouest, l'autre nord-est. Ces fissures jouent un rôle important dans l'hydrologie du pays, la majeure partie des sources de Patigorsk, tant minérales que d'eau douce, étant en rapport intime avec le système des fissures du nord-est. [K. ROUGUÉVITCH.]

Les volcans de boue du système caucasien se font remarquer entre toutes les salses de la Terre par leur disposition symétrique autour de la chaîne, leurs grandes dimensions et leur activité. Ils offrent toutes les particularités qui caractérisent ces manifestations volcaniques. En certains endroits ils sont accompagnés d'éruptions d'eaux thermales

et minérales. Partout les hydrocarbures, à l'état solide, liquide ou gazeux se mêlent à leurs formations.

On trouve des sources bitumineuses et minérales, des jets de gaz, dans tout le Caucase, mais ces émanations diverses abondent surtout aux deux extrémités de l'isthme montagneux et dans les régions qui leur font face, d'une part en Transcaspienne, d'autre part en Crimée, C'est d'ailleurs en ces régions seulement que les salses ont édifié leurs cônes de boue. La région volcanique transcaspienne, qui s'étend du pied des Balkhans jusqu'au bas Atrek et celle de l'extrémité sud-orientale du Caucase, qui occupe la côte (et reparaît sous forme d'îlots) de la péninsule d'Apchéron à la basse Kura, s'arrondissent au nord-est et au nord-ouest du bassin méridional de la Caspienne vers lequel elles s'inclinent.

A l'autre extrémité de l'isthme Ponto-caspien, les deux péninsules de Taman et de Kertch, à peine séparées par un détroit de 10 kilomètres de largeur moyenne et de 5 mètres de profondeur, forment bien une même région. Les terrains miocènes, qui les composent, prennent ici une extension relativement considérable, précisément au point où les terrains secondaires qui forment la partie réellement montagneuse du Caucase et de la Crimée, s'affaissent sous les eaux. Ensemble les deux péninsules couvrent une superficie d'environ 7,000 kilomètres carrés.

C'est à travers les assises du terrain tertiaire qu'apparaissent les évents volcaniques du Caucase. Les hydrocarbures se trouvent logés soit dans des cavités, soit dans les roches de ces terrains; surtout du tertiaire moyen, mais on les trouve parfois dans des dépôts aralo caspiens (en Transcaspienne par exemple), parfois dans des dépôts jurassiques (aux environs de Kutaïs). De même que les majestueux volcans de la chaîne centrale se dressent au sommet d'un vaste anticlinal, les volcans de boue et les dépôts d'hydrocarbures connus apparaissent au sommet de plis semblables. Un seul, et des plus importants, fait exception à la règle, dit Sjögren. C'est l'Osman-dagh, qui s'élève à une cinquantaine de kilomètres au sud-ouest de Baku dans une vallée synclinale.

Il est des salses de toutes dimensions dans la région caucasienne. Les plus grandes se trouvent au sud-ouest de Baku ; elles dépassent 300 mètres d'altitude, atteignant ainsi à la hauteur du plus haut cratère (306 mètres) des Champs Phlegréens aux environs de Naples.

Elles sont pour la plupart en activité ou ont eu des éruptions pendant les derniers siècles et celles qui paraissent éteintes peuvent se réveiller tout à coup.

Si le mécanisme des éruptions des volcans de boue se rattache aux causes générales du volcanisme, il est certain que la sortie et la formation des gaz hydrocarbures prennent aussi une grande part dans la marche du phénomène et certains auteurs la considèrent même comme facteur essentiel, voire unique, de la formation des salses. C'est à la pression de ces gaz qu'est due l'ascension des boues et du naphte dans les cheminées. Lorsqu'un volcan entre en activité, l'éruption est généralement accompagnée d'un dégagement considérable de gaz qui s'enflamme à l'air et s'élève sous l'aspect d'une colonne de feu. On ne sait pas exactement l'origine de ces dépôts. Sont-ce des débris organiques enfouis entre les sédiments ou des résidus chimiques? Les géologues et les chimistes n'ont pas encore résolu la question.

Les volcans de boue de la Transcaspienne sont encore imparfaitement connus. Le

NEFTÉ-DAGH*, « Neftjanaja gora » des Russes, c'est-à-dire « Montagne de naphte » est une colline haute de 80 mètres environ située à une vingtaine de kilomètres au sud-ouest de Bala-Ichem à laquelle une petite voie ferrée la réunit. Son bombement anticlinal à base ovale s'étend sur 2 kilomètres du sud-ouest au nord-est sur la moitié dans le sens perpendiculaire. Des collines de sable s'élèvent dans les environs. La « Montagne de naphte » est formée de dépôts aralo-caspiens anciens et récents, sables, argiles et glaises plongeant dans toutes directions. Des couches puissantes d'asphalte sont disséminées parmi ces terrains et le dos même de la colline est percé de sources épanchant de l'eau salée, du pétrole, de la boue. Ces émanations débouchent généralement en de petites dépressions circulaires; l'accumulation des matières rejetées forme un cône autour de l'orifice; on dirait un volcan en miniature. Une de ces cavités, au nord-ouest, est presque circulaire; elle a près d'un mètre de diamètre. Un marécage l'emplit, d'où jaillit de l'eau salée et où nagent parfois des morceaux de cire fossile, brune, d'un parfum aromatique. Une autre mare, large d'un pied, se trouve au fond d'un cratère de 20 mètres de diamètre, dont les bords formés de coulées d'asphalte superposées s'élèvent à 4 mètres.

Au sud-est de la « Montagne de naphte » au versant sud-occidental du Petit Balkhan la

Buja-dagh*, « Montagne des Couleurs », est également formée d'un anticlinal de dépôts aralo-caspiens, mais plus grand et plus pittoresquement découpé. Il a 10 kilomètres de long, 3 de large et 150 mètres de haut. Les cavités qui parsèment le sommet, nappes d'eau salée ou de naphte, ont généralement plusieurs mètres de largeur. On a remarqué dans le voisinage des espèces de geysers qui projetaient à 60 mètres de hauteur une solution de chlorure de sodium contenant de l'oxyde de fer. C'est au dépôt coloré de ces substances que la colline doit son nom. Le

Geuk-tépé, la « Colline verte »; le

Gumusch-tépé, la « Colline d'argent » se dressent dans les déserts au bord de la Caspienne. L'

Ak tépé* la « Colline blanche » située au nord de Tchikichlar sur le bas Atrek rejetait de la boue, quand Sievers la vit en 1872.

La Transcaspienne est caractérisée par un carbure d'hydrogène spécial, l'ozocérite, qui manque dans le reste du système caucasien. C'est surtout dans l'île

Tcheleken*, situé au nord de Krasnovodsk, qu'il est exploité. 6,500 puits de 4 à 6 mètres de profondeur, du reste bientôt taris étaient ouverts, en 1878, dans les deux plis qui s'étendent du sud-ouest au nord-est de l'île; ils produisaient quelquefois jusqu'à 100 tonnes par jour. L'ozocérite se trouve encore, entre les Balkhans, à quelques mètres de profondeur et sur des étendues considérables.

Les dernières ramifications du Caucase sud-oriental divergent quelque peu en forme d'éventail et viennent se terminer au bord de la Caspienne méridionale, en petites collines allongées ou en plateaux de quelques centaines de mètres d'altitude; une de ces éminences, à l'occident de Baku, le plateau de Gosdek, affecte une forme circulaire remarquable. Les plis du sud s'avancent jusqu'à l'embouchure de la Kura, ceux du nord se recourbent vers l'est et se prolongent encore à une centaine de kilomètres dans la mer en formant la péninsule d'Apchéron. Entre ces rameaux extrêmes, la mer s'arrondit en une vaste rade de près de 200 kilomètres de pourtour dans laquelle se creusent des baies plus petites; c'est au bord d'une de ces anses secondaires

qu'est bâti le port de Baku. Toute cette région est desséchée, presque nue, d'aspect gris et maussade; quelques lacs saumâtres et des nappes salines s'étendent entre les collines. Telle vallée des environs de Baku rappelle les *Uadi* sahariens.

Les argiles, les conglomérats de l'étage aralo-caspien et les alluvions modernes de la Kura recouvrent partout le sol. Mais la série à peu près complète des couches tertiaires apparaît également, mise à jour plutôt par la désagrégation due aux changements de température que par les érosions.

Le nombre des volcans de boue de la partie sud-orientale du Caucase dépasse probablement une centaine dont plus de vingt-cinq sont importants. Ils se dressent au bord de la mer ou à peu de distance de la plage, soit à l'intérieur, soit sous forme d'île ; celles qui prolongent à l'est la péninsule d'Apchéron ont des sources de naphte et des émanations gazeuses, six îles entre Baku et l'embouchure de la Kura sont de véritables salses.

Un grand nombre de salses n'ont pas encore été complètement étudiées, mais il semble qu'en général, elles soient situées au sommet d'anticlinaux plus ou moins bien conservés. Pourtant, parlant de l'Osman-dagh, Sjögren le place dans une vallée synclinale, ce qui est contraire à la description que fait Abich du même volcan.

La masse boueuse rejetée par les salses peut atteindre quelques dizaines de mètres de hauteur, mais le plus souvent les collines qui leur servent de socle portent leur altitude jusqu'à plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau de la Caspienne; le

Hadji-Mardan situé à 75 verstes de Baku (W. 17° S) est le plus élevé des volcans de boue de la région (542 mètres.)

Les salses les plus considérables ont deux ou trois kilomètres de diamètre; certains cratères présentent un millier de mètres de largeur. Les coulées sont généralement petites, mais il en est dont la longueur atteint une lieue. Parmi les argiles et les marnes boueuses que vomissent les salses, on trouve des cristaux divers : feldspath, quartz, amphibole, magnétite, soufre, etc. Abich cite certains volcans ayant rejeté une sorte de lave d'aspect trachytique (1).

Dans la péninsule d'Apchéron, plus de dix salses sont assez impor-

(1) Nous ne mentionnons que les salses les plus importantes, pour les autres nous renvoyons aux ouvrages de H. Abich, voir la Bibliographie.

tantes pour porter un nom spécifique. Dans le nord, elles s'élèvent autour des lacs de Balakhan et de Massasyr, dans le sud, elles surmontent les collines qui entourent le plateau de Gosdek. Le

Bag-Bog ou Kyrmaky (120 mètres) se dresse à un kilomètre au sud-ouest de Balakhan même. Le

Yokmali* ou Takmali, au nord-est du plateau de Gosdek, se forma brusquement le 27 novembre 1827. [HUMBOLDT, *Cosmos*, trad. Faye, vol. I, p. 253]. Le

Lok-Botan * ou Loghbotan (100 mètres), au sud du plateau, près de la station de Puta, termine une éminence allongée du sud-ouest au nord-est et bordée de nappes aqueuses. Après vingt-trois ans de repos, la colline ravinée, couverte de verdure et où ne se voyait aucune apparence de cratère, rentra brusquement en activité en janvier 1887. L'aspect de la montagne changea pendant les quelques jours que dura l'éruption. Un cratère s'était ouvert entre les deux pointes qui terminaient auparavant la montagne, autour duquel des fissures et des trous profonds se disposaient de façon assez symétrique. Des bosses de glaise et des cônes parsemaient également les flancs de la colline.

Dans la région qui s'étend au sud-ouest vers les rives de la Kura viennent d'autres volcans. L'

Osman-dagh * (420 mètres), Otman-Boss ou Karagusch, s'élève en forme de dôme parmi les couches sédimentaires très déjetées au milieu desquelles il s'est fait jour, un peu au nord de Sangatschal. Le cratère aux bords abrupts qui s'ouvre au sommet du volcan a 350 mètres de largeur. Des cavités secondaires et des groupes de cônes se montrent dans l'intérieur de cette cuve [ABICH]. Au sud-ouest, le

Toragaï (425 mètres), masse de boue au cratère large de près d'un demi-kilomètre, se trouve au centre d'une plaine à peu près circulaire sur le bord de laquelle s'élèvent d'autres volcans très nombreux.

Un groupe de salses se dresse à quelques kilomètres au sud du Toragaï, immédiatement au nord-ouest de la station d'Alat. Cinq ou six volcans s'alignent, partie nord-sud, partie est-ouest. Au point de croisement, le

Daschkesan * (232 mètres) montre de beaux cônes de boue, des « champs de cratère » où bouillonnent les gaz, des nappes de vase et des sources de naphte. Il est assez singulier de trouver également

des cônes de cendres et de scories parmi ces formations. Des blocs de roches, lourds et durs, sans aucune stratification apparente surgissent en falaises d'aspect tourmenté, hautes d'une centaine de mètres : on n'y voit ni cratères, ni coulées, mais l'action du feu y semble pourtant manifeste. [SJÖGREN].

Quelques salses s'avancent dans les flots au sud du Daschkesan. Elles forment des promontoires avancés entre lesquels s'incurvent les rivages. Le cap

Alat * (100 mètres), au sud-est de la ville de ce nom, est un de ces volcans. Ses pentes se terminent abruptement dans les flots. En 1885, l'Alat eut une éruption qui dura trois jours. Le

Bandovan, autre cap, un peu au nord de la Kura, marque la limite méridionale de la région volcanique. Quelques petits cônes boueux, rigoureusement alignés sud-sud-est nord-nord-ouest, le relient à l'

Agh-Sibyr (140 mètres) dont le cratère elliptique, large de 900 mètres, est entouré d'une quadruple enceinte.

Les îles volcaniques de la région sont très petites.

Bulla *, la plus grande, située à une vingtaine de kilomètres à l'est du cap Alat, a deux ou trois kilomètres du sud-est au nord-ouest, deux transversalement De même que la plupart des îlots volcaniques voisins, elle apparaît au-dessus des flots comme un plateau ondulé, terminés en falaises abruptes hautes de 10 à 15 mètres. Vers le nord-est le plus haut point de l'île atteint 60 mètres. Bulla est percée de cratères nombreux, pour la plupart bouillonnant, couverte de marécages où viennent crever les bulles de gaz. Une autre île,

Kumani*, à une vingtaine de kilomètres au sud-est du Bandovan, s'éleva du fond de l'eau en 1861. Sa forme est un ovale parfait long de 87 mètres, large de 66. La hauteur de l'île est de 4 mètres à peine. Dans la partie septentrionale les masses boueuses se disposent concentriquement; vers le sud au contraire, elles rayonnent vers la périphérie. La plus méridionale des îles volcaniques, appelée

Kurinski Kamen*, est située à cinquante kilomètres au sud-est de l'embouchure de la Kura. Des bulles de gaz agitent sans cesse l'eau qui remplit ses dépressions.

Le naphte du Caucase sud-oriental se mêle aux produits rejetés par les salses, s'échappe de terre aux points d'érosion ou de rupture des plis, accompagné d'eaux salées ou sulfureuses, froides ou

chaudes. Mais il est surtout mis à jour par les procédés industriels Les champs d'exploitation se trouvent entre Balakhan et Sabuntchy au nord-est de Baku et à Bibi-Eïbat au sud-ouest. Les gîtes naphtifères se trouvent principalement dans les sables et les grès de l'oligocène dont la série atteint jusqu'à 1,000 mètres d'épaisseur. Lorsqu'un puits pénétre dans un gisement la pression projette l'huile, presque toujours avec une extrême violence. Parfois l'outillage est emporté et une colonne de liquide s'élance dans les airs jusqu'à une centaine de mètres de hauteur mêlée de matériaux divers, sel, boues, pierres, etc. Mais ces brusques sorties sont généralement de courte durée. La source tarit, ou garde une activité intermittente, ou encore s'écoule simplement dans les réservoirs. Quelques-unes toutefois ont jailli pendant des semaines entières. La Droojba, au sud-ouest de Baku, prit feu, lors de son apparition et pendant 40 jours une gerbe de flamme haute de 80 mètres brûla à l'orifice du puit.

Les matières rejetées avec le naphte s'accumulent parfois autour de l'orifice de sortie et forment un cône avec ouverture cratériforme dont la hauteur peut atteindre plusieurs mètres. Le Bag-Bog n'a pas d'autre origine, et certainement un grand nombre parmi les salses du Caucase sud-oriental sont de formation semblable.

Les gaz hydrocarbures sortent de la terre en presque toute cette région. On a vu des incendies se déclarer sur d'immenses étendues. En face de Bibi-Eïbat, deux sources jaillissent même en mer Qu'une étoupe enflammée, qu'une simple étincelle tombe dans les environs et la nappe liquide se recouvre aussitôt d'un manteau ondoyant de feu. Au nord-est de Baku dans la « Plaine du feu » l'Atechga, les émanations gazeuses sont devenues célèbres. C'est là que s'est élevé la fameux temple des Guèbres, adorateurs du feu, dont la religion, une des plus anciennes du monde, s'est maintenue jusqu'à nos jours.

La région naphtifère du Caucase sud-oriental se prolonge au sud du Daghestan jusqu'au delà de Chemakha. Des explosions de naphte brûlant ont eu lieu dans les environs de la ville, projetant des masses d'argile et de pierrailles avec flammes et fumées. Des sources pétrolifères sourdent entre Tiflis et Telav et dans le bassin de la Jora. Plus à l'ouest, aux environs de Kutaïs et même dans la mer Noire, en face de Rizeh des émanations d'hydrocarbures ont été signalées. Au nord du Daghestan, sur le rivage de la Caspienne et au nord-ouest

de Grosny, des puits mettent le pétrole à jour; l'exploitation a même une grande importance en cette dernière région, bien marquée par les deux plis anticlinaux qui séparent le Terek de son affluent la Sundja.

Les deux péninsules qui se font face des deux côtés du Bosphore cimmérien sont formées de collines allongées, hautes en moyenne d'une centaine de mètres, s'alignant généralement de l'est à l'ouest et dont les axes, pour quelques unes, coïncident de part et d'autre du détroit. On compte quatre ou cinq de ces plis, plus ou moins parallèles, enserrant des vallées régulières. Dans la presqu'île de Kertch, plus massive que celle de Taman, ces plis sont des anticlinaux effondrés et les vallées intermédiaires, les synclinaux correspondants. Ces derniers ont gardé leur régularité primitive alors que les strates des anticlinaux ont subi des dislocations et des contournements souvent considérables. Les chaînes de collines de Taman doucement ondulées sont restées plus entières; les vallées intermédiaires sont pour la plupart couvertes de marais et d'étangs dits « limans » où vient s'égarer la Kouban.

D'après Abich, le Bosphore cimmérien. qui coupe la région vers le milieu et normalement à la direction générale des plis, est une faille.

Les terrains miocènes et postérieurs qui composent les deux péninsules sont formés surtout de couches d'argiles feuilletées, de marnes avec bancs de gypse intercalés, de sables et de calcaires coquilliers. Sur le sommet des collines, au sud de Taman et dans presque toute la péninsule de Kertch, apparaissent de curieux calcaires coralliens, développés en bancs énormes ou relevés en pyramides et en obélisques. Dans la partie septentrionale de la péninsule occidentale ils se montrent en atolls pittoresques, ressemblant à des cratères aux laves figées.

Il est certain que le sol des péninsules a subi de fréquentes oscillations, surtout à la fin des temps tertiaires, ainsi qu'en témoigne la discontinuité dans la distribution des dépôts tertiaires. Depuis l'époque où Strabon parle de la péninsule de Taman comme d'une Polynésie jusqu'à nos jours, elle n'a cessé de se consolider, mais la part qui revient à la surrection du sol et celle qui provient des apports de la Kuban et aux rejets des volcans de boue est difficile à déterminer.

Le passé historique de cette contrée est plein de mystères. Les récits des nomades ayant parcouru les immenses steppes asiatiques se mêlant à ceux des commerçants itinérants venant des « Côtes de l'Ambre », à l'impression causée par les phénomènes locaux et aux fables diverses, firent placer, par les Grecs de l'époque héroïque, le Coxyte formé du Styx et du Phlégéton aux abords du Pont Euxin. Le « Grand Nord », le « fleuve Océan », les bouches de l'Enfer voisinaient tout naturellement. La ville de Kimmericum, située au bord nord-est du bosphore maléotique, s'appelait aussi Kerberion, dit Pline, du nom du redoutable gardien de l'entrée du Tartare. La période vivante de la région fut celle où Mithridate opposait aux Romains toutes les peuplades du vaste hémicycle pontien, de l'Ister au Halys, du Danube au Kyzil Irmak de nos jours.

La plupart des volcans de boue des presqu'îles de Taman et de Kertch sont encore actifs ou ont montré encore récemment des signes d'activité Ils sont encore désignés de nos jours par les Cosaques qui habitent la région sous le nom de ***Pêkla,*** « Enfers » ; on les appelle également ***Blevaki.*** « volcans de boue », ou ***Greznei-gora,*** « montagne de boue », ou encore ***Horikla-Moghila*** « collines qui brûlent ».

Quelques salses s'élèvent sur la colline, au sud de Temrjuk, parmi de beaux paturages. La plus récente, la

Gnila-gora*, désignée par **a** sur la carte ci-jointe, la « montagne pourrie », fit éruption en 1815 et modifia quelque peu la topographie de la région. A une quinzaine de kilomètres au nord de la ville et à 2 ou 3 kilomètres des rivages, une île surgit brusquement, (*d* de la carte), avec flammes et fumées, disent les indigènes, en septembre 1799. Elle grandit rapidement et finit par atteindre 4 mètres de haut et 400 mètres de circonférence. Dans le courant de l'année 1800, l'îlot, déchiqueté par le choc des vagues, disparut. Mais 14 ans après, en mai, et presque au même endroit (à moins de 3 kilomètres au sud-est) un autre îlot (*b* de la carte) surgissait, de dimensions à peu près semblables. Quelques années après son apparition il avait également disparu.

Plusieurs groupes de volcans s'alignent vers l'ouest, entre les extrémités des limans d'Aftaniz et de Taman. Le

Bekul-oba, (*c* de la carte) et, plus loin, le

Kussu-oba*, (*h* de la carte), haut de 50 à 60 mètres et qui se révéla tout à coup le 14 avril 1818, jour du Vendredi-saint. Dans une explosion formidable le volcan s'était créé une issue à travers un

tumulus et des fragments d'édifice furent projetés jusque dans la plaine. Le

Chumukaï (g de la carte), qui se dresse au fond même du golfe de Taman est encore un volcan important. On l'appelle aussi Kull-oba, « colline des cendres ». Quelques orifices boueux s'ouvrent à son sommet, mais on n'a jamais parlé d'explosions semblables à celles des autres volcans. Quantité de grands tumulus s'élèvent sur ses flancs. Pallas trouva sur la cime un petit cône avec un cratère vaseux où se mêlaient la boue, des racines de roseaux et de joncs et des débris de poteries. Le voyageur suppose que le gouffre du volcan est en communication avec le lac Aftaniz (il en est pourtant séparé par le Kussu-oba) d'où il tire ses racines et qu'il a percé quelques tumulus dont il met à jour les objets.

Le plus important de tous ces évents volcaniques est sans contredit le

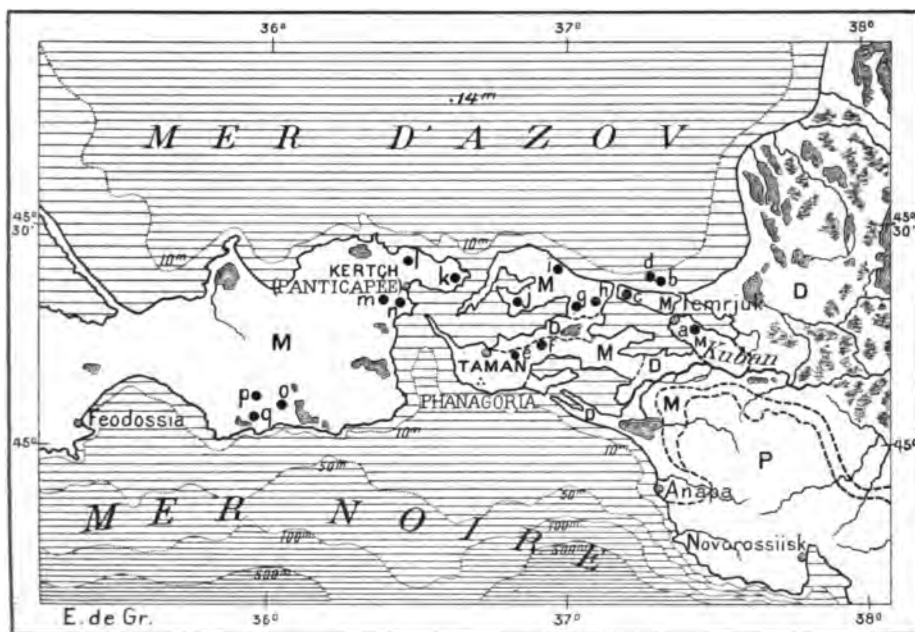
Kuku-oba*, (*j* de la carte), la « colline bleue » des Tartares, qui s'élève au bord occidental de la crête de Fontan, à une centaine de mètres au-dessus du golfe de Taman qui s'étend au sud. Elle n'a pas plus de 5 à 600 mètres de diamètre à la base et se creuse au sommet d'un petit cratère gazonné de 88 pas de tour et de 4 à 5 pieds de profondeur. Deux petits cônes secondaires se dressent sur le bord de la cuve et d'autres cônes parasites surmontent les pentes faiblement inclinées de la colline.

Les torrents de boue se sont épanchés dans la plaine ; le plus long atteint un kilomètre et demi de longueur. Ces coulées sont très hétéromorphes : pierres blanches, argiles feuilletées rougeâtres, ocre argileux, terre glaise, fragments de gypse, bitume, efflorescences tantôt salines, tantôt sulfureuses, tout se mêle. Un cône adventif, seule bouche encore active que vit Dubois de Montpéreux en 1832 jetait une « boue argileuse grise, froide, se gerçant à l'infini et se décomposant en marne blanche ».

L'éruption la plus célèbre de ce volcan date du 27 février 1794, à 8 heures 1/2 du soir.

« Il se fit d'abord un grand sifflement, écrit Dubois, puis un coup de vent qui dura une minute, accompagné d'un roulement semblable à celui du tonnerre et qui partait de la montagne. Ces lugubres avant-coureurs furent suivis immédiatement d'une colonne de fumée venant

VOLCANS DE BOUE DES PRESQU'ILES DE KERTCH ET DE TAMAN



1 : 2 000 000



a. Gnila-Gora.	*b*. Volcan apparu en 1814.
c. Bekul-Oba.	*d*. » » 1799.
e. Volcan de Karabetof.	*f*. Assodagh.
g. Chumukaï.	*h*. Kussu-Oba.
i. Volcan de Kalugof.	*j*. Kuku-Oba.
k. Volcan de Jenikaleh.	*l*. Volcan de Bulganakh.
m, n. Volcans de Djerdjave.	*o*. Aktary-Kodjoly, volcan éteint.
p. Djan-Tepe, volcan éteint.	*q*. Durmen, volcan éteint.

D. Dépôts avec blocs erratiques, alluvions anciennes.
M. Couches pliocènes et miocènes.
P. Couches palaocènes et crétacées.

du sommet de la montagne ; une minute après, elle était enflammée et ressemblait à une immense gerbe de feu visible même du Kouban... Le feu cessa à 9 heures 50 minutes et la fumée ne perdit de son intensité et ne se dissipa que le lendemain... Tant que le feu dura, la montagne trembla... Pendant plusieurs jours le volcan continua à lancer d'instant à autre des jets de boue à une hauteur de 10 à 12 pieds. »

Presque tous les sommets de la chaîne qui domine au sud le golfe de Taman sont des volcans de boue. L'

Asso-dagh*, (*f* de la carte), au nord-ouest d'un des sites proposés pour l'antique Phanagorie, est un des groupes les plus actifs. A l'est de Taman même, un groupe de cratères occupe une longeur de plusieurs verstes. Des sources sulfureuses et naphteuses et des efflorescences salines se mêlent à la vase des cuves. Un de ces cratères flamba en 1828, un autre large de 60 mètres lança en 1835 des fragments de terre jusqu'à plus de 10 mètres de hauteur.

Dans la péninsule de Kertch, les salses se sont localisées dans la région nord-orientale. Andrussov en signale trois dans le sud, à l'ouest du lac d'Usundar, mais elles sont complètement éteintes. Au sud-ouest de la ville de Kertch, un groupe de grands cônes volcaniques, le

Djerdjave, désigné par *m* et *n* sur la carte, s'élève au centre d'une large plaine anticlinale. Les volcans de

Jenikaleh*, (*k* sur la carte), à 6 kilomètres au nord de la cité qui porte ce nom, offrent une grande diversité d'aspect. Les divers appareils volcaniques, cônes réguliers aux cratères remplis de vase bouillante, dont l'un déverse même une véritable cascade de matière visqueuse; crevasses, nappes fongeuses, sources de naphte, d'eaux thermales et minérales s'étalent en amphithéâtre au versant méridional d'une colline.

Les dernières salses actives se trouvent au nord-est de Kertch près du village de

Bulganak*, (*l* sur la carte), dont elles prennent d'ailleurs le nom; on les désigne parfois aussi sous l'appellation de Tarkhama du nom d'un petit village des environs. De toute la péninsule criméenne ce sont les plus actives. Quant la boue permet d'en approcher, on peut voir des bulles de gaz jaillir des cratères en projetant la vase au dehors. Les cônes sont plus ou moins élevés et aigus suivant la fluidité des matières rejetées; il en est même qui ont plutôt la forme de nappes

légèrement bombées. D'après les Tartares du voisinage, les explosions sont d'autant plus violentes que la mer est plus tranquille. Quant la mer est grosse, les volcans se calment.

Les salses des péninsules de Taman et de Kertch, de même que celles du Caucase sud-oriental, rejetent des hydrocarbures à divers états. Des sources de naphte, dont quelques-unes sont exploitées, sourdent également, au flanc ou sur le versant des collines. A 7 ou 8 kilomètres au nord-est de Fontan, dans la péninsule de Taman, des torrents de boue et de bitume s'échappent sans cesse d'un cratère large d'une centaine de pas, dit Dubois de Montpéreux. Aux alentours les couches de sable alternent avec des lits de schiste si fortement bitumineux que quelques indigènes l'exploitent pour en extraire le goudron. Une étroite bande de terrain tertiaire moyen, large d'environ 500 mètres, contenant des gîtes naphtifères, suit le versant nord du Caucase un peu au sud de Yekaterinodar, se replie vers l'ouest puis vers le sud et vient aboutir à la mer Noire un peu à l'est d'Anapa.

Bibliographie.

LIVRES.

DUBOIS DE MONTPÉREUX (F.). *Voyage autour du Caucase...* Paris, 1839-43. 6 vol. 2 atlas.

ABICH (H.). *Vergleichende geologische Grundzüge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge, Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Länder.* Mém. Acad. Sc. Saint-Pétersbourg, 6e série, VII, 1859. Planches, coupes géol. — *Ueber eine im Caspischen Meere erschienene Insel.* Même revue, 7e série, VI, 1863, cartes, coupes. — *Einleitende Grundzüge der Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman.* Même revue, 7e série, IX, 1865, cartes, coupes. — *Études sur les presqu'îles de Kertch et de Taman.* Bull. Soc. géol. de France, 2e série, XXI. Paris, 1863-64, p. 259-279, pl. III. — *Beiträge zur geologischen Kenntniss der Thermalquellen in den Kaukasischen Ländern.* Tiflis, 1865. — *Aperçu de mes voyages en Transcaucasie en 1864.* Moscou, 1865. — *Karten und Profilen zur Geologie der Halbinseln Kertsch und Taman.* Tiflis, 1866. — *Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern.* Trois parties et un atlas. Vienne, 1878-82. — ABICH a publié une foule d'articles géologiques sur le Caucase dans les diverses revues des sociétés savantes de Russie.

G. RADDE. *Vier Vorträge über den Kaukasus.* Peterm. Mitt. Ergänzungs. Gotha, 1874, n° 39. Trois cartes.

VON BAER. *Ueber das behauptete Seichterwerden des Asowschen Meeres...* Bull. Acad. Sc. de Saint-Pétersbourg, t. V, 1863, p. 72-105, carte.

ANSTED. Un article sur les volcans de Taman dans *Intellectual Observer*. Janvier, 1866.

HELMERSEN. *Die Schlammvulkane und die Naphta bei Kertsch und Taman*. Bull. de l'Acad. Imp. des Sc. de Saint-Pétersbourg, 1867, XI, p. 172, carte, gravure, et mél. phys. et chim., VII, 2, p. 210.

VON KOCHKOUL (F.). *Rapport sur les travaux géologiques entrepris de novembre 1869 à mars 1870 dans les environs de Krasnovodsk et de l'île Tcheliken* (en russe). Bull. Soc. Imp. Russe de géogr. Saint-Pétersbourg, 1870, VI, p. 181-213. Pl.

SIEVERS (G.). *Die Russische militärische Expedition nach dem alten Oxus-Bette, dem Kjurjandagh-Gebirge und dem Atrek-Thal*, 1872. Peterm. Mitt., 1873, nº 19, p. 287-292. Bonne carte à 1 : 1,200,000.

SCHTUKENBERG. *Aperçu géologique de la Crimée* (en russe). Saint-Pétersbourg, 1873.

KONDARAKI. *La description universelle de la Crimée* (en russe). Saint-Pétersbourg, 1875.

GROVE (F.-C.). *The Frosty Caucasus*. Londres, 1875.

FAVRE (E.). *Recherches géologiques dans la partie centrale de la chaîne du Caucase*. Genève, Bâle, Lyon, 1875. Carte, coupes géol.
— *Sur la géologie de la partie centrale de la chaîne du Caucase*. Bull. Soc. géol. France. 3e série, III, 1874-75, p. 59-68. Paris, 1875.
— *Étude stratigraphique de la partie sud-ouest de la Crimée*. Genève, Bâle, Lyon, 1877. Carte géol. à 1 : 250,000.

TIETZE (E.). *Ueber einen kurzen Ausflug nach Krasnowodsk in W. Turkestan*. Jahrb. k. k. Geol. Reichs. Wien, 1877, nº XXVII, p. 1-6.

LAGORIO (A.). *Die Andesite des Kaukasus*. 1878.

LISSENKO. Un article sur le Caucase sud-oriental. *Russische Revue*, nº 90, 1879.

KONCHINE (A.). *Description des dépôts de cire fossile et de naphte du territoire transcaspien* (en russe). Journ. des mines de Saint-Pétersbourg, 1883, 1re partie, p. 143-150. Pl.

GOLOVKINSKY. *Sur la géologie de la Crimée* (en russe). Odessa, 1883.

DRU (L.). *Rapport sur les eaux minérales du Caucase*. Paris, 1884. Carte, coupes géol. — *Note sur la géol. et l'hydrol. de la région du Bechtaou*. Bull. Soc. géol. de France, 3e série, XII, 1883 84, p. 474-515. Cartes et coupes géol. Paris, 1884.

SCHAFARZIK (Fr.) *Reise-Notizen aus dem Kaukasus*, 1886.

MOUCHKETOW (J.). *Notices géologiques sur les eaux minérales du Caucase*. Bull. Soc. imp. de minér. de Saint-Pétersbourg, t. XXII, 1886. — *Esquisse de la structure géologique du territoire transcaspien*. Verhandl. d. K. Mineral. Gesells. S. Pétersb., 2e série, XXVIII, 1891, p. 391-429. Carte géol.

SIMONOWITCH et SOROKIN. *Carte géologique d'une partie du gouvernement de Kutaïs avec texte explicatif*. Édit. de l'Adm. min. du Caucase. Tiflis, 1887.

SJÖGREN (Hj.). *Ueber das transkaspische Naphtaterrain* Jahrb. k. k. Geol. Reichs. Wien, 1887, nº XXXVII, p. 47-62. Grav., carte. — *Ueber die Tätigkeit der Schlammvulkane in der Kaspischen Region während der Jahre 1885-87*. Verhandl. d. K. Miner. Gesells. S. Pétersb., 2e série, XXIV, 1888, p. 1-22. — *Sur quelques éruptions de volcans de boue dans la région caspienne en 1892-96* (en suédois). Geologiske Föreningens. Stockholm. Förhandlingar, XIX, 1897.

PRENDEL. *Aperçu sur la structure géologique des montagnes de la Crimée* (en russe). Bull. du Club. Alp. de Crimée, 1891, I, Odessa, 1891.

ROUDZSKY. *Les monts éruptifs de l'Aïou-dag et Castel* (en russe). Bull. du Club. Alp. de Crimée, 1895, II.

DE DANILOFF (E.). *Le district de Yalta (Crimée)*. Paris, 1905. Cartes, coupes, gravures.

ROUGUEVITCH (K.). *Les eaux minérales du Caucase*. S. Pétersb., 1896.

ANDROUSSOV (N.). *Géotectonique de la presqu'île de Kertch* (en russe). Matériaux pour la géol. de Russie, XVI, 1893, p. 63-336, Carte géol., pl.

KARAKASCH (N.). *Observations géologiques dans les vallées des fleuves Ouroukh, Ardon, Malka, et dans les environs de Kislowodsk*. Trav. de la Soc. des naturalistes. Saint-Pétersbourg, 1896, t. XXIII.

INOSTRANZEFF (A.). *Au travers de la chaîne principale du Caucase* (en russe avec résumé français). Comptes rendus de l'adm. des

chemins de fer de la Couronne. Saint-Pétersbourg, 1896. — *Kaukasus Hauptkette*. Saint-Pétersbourg, 1896.

FOURNIER (E.). *Description géologique du Caucase central*. Marseille, 1896. Annales de la Fac. des Sc. de Marseille, 1896, t. VII. Cartes et coupes géol. — *Les éléments de la Géographie physique de la chaîne du Caucase et leurs relations avec la structure géologique*. Annales de Géogr. Paris, 1897, VI, p. 328-346.

Le « Guide des excursions du VII[e] Congrès géologique international, » St-Pétersbourg, 1897, contient de nombreux articles importants sur le Caucase et la Crimée, par A. Konchin, Simonovitch, Loewinson-Lessing, Rouguevitch, Karakasch, etc.

A. HEIM. *Querprofil durch den Central-Kaukasus*. Viertel jahrschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich 1898.

FRESHFIELD (DOUGLAS W.). *The Exploration of Caucasus*. Londres et New-York, 1896. 2 volumes, cartes, figures magnifiques. Cet ouvrage réunit la matière de nombreux articles publiés depuis trente ans dans diverses revues, notamment le *Geogr. Journal*.

BRUNHES (J.). *La série des phénomènes éruptifs de la Russie méridionale (Crimée et Caucase)*. Rev. gén. des Sc. pures et appliquées. XI, Paris, 1900, p. 640-648. Carte, photogr.

MERZBACKER (G.). *Aus den Hochregionen des Kaukasus*. Leipzig 1901, 2 vol., cartes et gravures.

V. DE DERWIES. *Recherches géol. et pétrogr. sur les laccolithes des environs de Patigorsk*. Genève, 1905. Fig., pl.

Nombreux articles aussi dans « Matériaux pour la géol. de Russie », St-Pétersbourg. « Matériaux pour la géol. du Caucase », Tiflis. « Bull. Soc. imp. russe de Géogr. », etc.

CARTES

Cartes de la

Section caucasienne de l'Etat-major russe, à 1 : 210.000[e], à 1 : 420.000[e] et à 1 : 840.000[e].

Carte géologique de la Russie d'Europe, éditée par le Comité géologique, 1892. Echelle 60 verstes par pouce, soit environ 1 : 2,500.000.

Corrections et Additions.

I. Iranie.

Page 13. Aucune description ne mentionne l'existence de « volcans » dans les montagnes du Khorassan, mais les roches éruptives sont assez fréquentes. Sans parler des gneiss de la chaîne centrale du groupe, les terrains dévoniens qui apparaissent au nord de Budjnurde sont injectés de veines de diabases ; le premier pli que l'on rencontre en venant du désert central contient des massifs de diabases, de porphyres et de trachytes.

Pages 14 et suivantes. **Demavend**. D'après de Morgan (*Mission scientifique en Perse)*, le volcan s'élève à 6,080 mètres d'altitude. Il fume constamment avec une grande intensité : la colonne de fumée blanche qui s'échappe du cratère n'a pas moins de 1,500 à 2,000 mètres de hauteur et presque autant de large. Des cendres et des pierres sont projetées en même temps ; une âcre odeur de soufre se répand sur les hauteurs. Il n'est pas invraisemblable de penser, dit l'auteur, qu'un jour le Demavend se réveillera

Page 17. On est étonné de la quantité de roches volcaniques et de monts à cratères cités par le même savant dans toute la région de l'Elburz et l'on se demande si les vapeurs qu'il signale et qu'il dessine ne sont pas le résultat d'un effet d'optique. Le

Surkh-kuh, colosse encore inexploré par les géologues, qui se dresse à l'est du Demavend de l'autre côté de la vallée du Lahr, et les monts d'Alâmut, au sud de Khoremabat ; le

Faledek-kuh ; le

Namarz-kuh et le

Tchalek-i-kuh émettraient des fumées sulfureuses analogues à celles du Demavend.

Plus loin vers l'ouest dans le Ghilan, les montagnes principales sont d'origine volcanique. La vallée du Chah-rud, affluent droit du Sefid-rud présente de chaque côté des escarpements formés par les coulées successives des laves. Le

Kharzân-kuh au nord de la plaine de Kazvin est un volcan de 1,600 mètres d'altitude. Vers le nord, de Morgan signale encore des laves et des cendres volcaniques récentes recouvrant les monts du Talich.

Dulfak est un large cône volcanique qui s'élève au sud même du delta du Sefid rud [STAHL].

Page 18. **Savalan.** Volcan ayant émis des coulées de laves. Au sommet, un petit lac occupe le fond d'une dépression qui fut probablement le cratère. Ses produits sont formés surtout d'andésites diverses On trouve sur les flancs d'énormes dépôts de soufre, à la base des tufs (SJÖGREN].

Page 27. *Bibliographie.*

GREWINGK. *Die geognostischen und orographischen Verhältnisse des nördlichen Persiens.* Saint-Pétersbourg, 1853, cartes, fig.

TIETZE (E). *Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges in Persien.* Jahrb. k. k. Geol. Reichs. XXVII, 1877, p. 375-450.

WAHNER (F). Une lettre sur l'Elburz occidental. Anzeig. k. Akad. Wiss. Wien, juin 1882. p. 143-145.

SJÖGREN (H). *Beiträge zur Geologie des Berges Savelan im nördlichen Persien.* Verhandl. k. mineral. Gesells. zu St-Petersburg, 2e série, XXIV, 1888, p. 36-66.

BOGDANOVITCH (CH). *Notes sur la géologie de l'Asie centrale,...* (en russe avec résumé français) Verhandl. kr. mineral. Gesells. zu St-Petersburg, 2e série, XXVI, 1890, p. 1-192, 8 pl., 13 coupes.

MOUCHKETOW (J). *Esquisse de la structure géologique du territoire transcaspien* (en russe). Verhandl. k. mineral. Gesells. zu St-Petersburg, 2e série, XXVIII, 1891, p. 391-429. Carte géol.

STAHL (A.-F.). *Reisen in Nord-und Central-Persien.* Peterm. Mitteil , Ergänzungsheft, no 118, 1895, 39 pages, 3 cartes.

II. ARMÉNIE.

SMYTH. W. *Geological Features of the Country round the Mines of the Taurus in the Pashalic of Diarbekr.* Quart. Journ. Geol. Soc., I, Londres, 1845, p. 330-340.

ABICH (H.). *Ueber das Steinsalz und seine geologische Stellung im russischen Armenien.* Mém. Acad. Impér. des Sc. de Saint-Pétersbourg, 6e série, t. VII, 1857. Cartes, coupes. — *Geologische Beobachtungen auf Reisen in den Gebirgsländern zwischen Kur und Araxes :* Tiflis, 1867. — *Der Ararat in genetischer Beziehung betrachtet.* Zeitschr. deutch. Geol. Gesells., XXII, 1870, p. 69-91. Pl.

Voir aussi la Bibliographie du Caucase.

III. SYRIE.

Pages 77 et suivantes. **Mer Morte.** La quantité de brome dont la mer est imprégnée, s'accroît à mesure que l'on descend. Au fond, elle atteint le chiffre énorme de 7 grammes 093 par kilogr. d'eau. Des sources minérales semblables à celles qui jaillissent sur les rives sourdent sans doute aussi dans le bassin. Les éruptions de bitumes et les bulles de gaz dont parle Strabon ne se produisent plus avec une grande intensité sur le lac Asphaltite, mais des masses de bitumes viennent encore flotter actuellement sur les eaux. Des sources écoulant une même matière s'alignent sur le rivage occidental et des calcaires bitumineux se rencontrent fréquemment dans les environs. En résumé la mer Morte peut être considérée comme une immense salse [CH. VÉLAIN].

Page 95. *Bibliographie.*

IRBY AND MANGLES. *Travels in Nubia, Syria and Asia Minor during the year 1817-1818.*

FRAAS (O.). *Aus dem Orient; Geologische Beobachtungen...*, in-8o, Stuttgart, 1867.

LARTET (L.). *Essai sur la géologie de la Palestine...*, Annales des Sciences géolog., t. I, Paris, 1869, p. 5-116, et 149-329. Cartes, coupes, profils géolog.

HULL (ED.). *The Survey of Western Palestine, Memoir on the Physical Geology and Geography of Arabia Petraea, Palestine and adjoining Districts*, in-4o, Londres, 1886, cartes.

BRUNO DOSS. *Die basaltischen Laven und Tuffen der Provinz Hauràn und vom Diret et Tulùl in Syrien.* Tschermaks Mineral. und Petrogr. Mitteilungen, neue Folge, VII, Bd. Wien, 1886.

RUSSELL (J.-C.). *The Jordan-Arabah Depression and the Dead Sea.* Geol. Magaz. vol. 15, p. 337-344 et 387-395. Londres, 1888.

SUESS (E.). *Der Jordan-Bruch und seine Fortsetzungen.* Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, LVIII, 1891, p. 571-574.

BLANCKENHORN. M. *Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres.* von Richthofen-Fetschrift, Berlin, 1893, p. 115-180. Cartes. — *Entstehung und Geschichte des Todten Meeres.* Zeitschr. d. Deutsch. Palaestina-Vereins, XIX, 1896, p. 1-59, Cartes géolog. au 1 : 500,000 et coupes.

DIENER (C.). *Die Katastrophe von Sodom und Gommorrha, im Lichte geologischer Forschung.* Mitt. k. k. geogr. Gessels. Wien XI, 1897, p. 1.

VON OPPENHEIM (M.). *Vom Mittelmeer zum Persichen Golf durch den Hauràn, die Syrische Wüste...* 2 vol., Berlin, 1899-1900. Gravures et cartes dont une dressée par Kiepert. à 1 : 850,000.

IV. ASIE MINEURE.

Page 125. *Bibliographie.*

WASHINGTON (H.-S.). *On the Basalts of Kula.* The American journal of Science. New Haven, 1894, I, p. 114-123.

OBERHUMMER R. UND ZIMMERER (H.). *Durch Syrien und Kleinasien, Reiseschilderungen und Reisen.* Berlin, 1899. Cartes, planches, gravures.

Extrait des Statuts

de la Société belge d'Astronomie

ARTICLE 1er. — La Société a pour but la vulgarisation et l'enseignement mutuel de l'Astronomie et des sciences qui s'y rattachent (Météorologie, Physique du Globe, Géodésie). Ses efforts tendent non seulement à développer ces sciences, mais encore à provoquer et à faciliter les recherches de tous ceux qui désirent entreprendre des études dans cet ordre d'idées.

Pour sa formation et son extension, on fait appel à tous, au nom de la Science et du Progrès.

ART. 22. — Pour devenir membre Titulaire et recevoir toutes les publications de la Société, il faut adresser une demande écrite au Président (1), être présenté par deux Membres et être admis par le Bureau. La cotisation est de 10 francs par an.

ART. 6. — Le titre de Membre Protecteur sera conféré aux personnes désireuses de créer des ressources à la Société pour lui permettre d'étendre et de multiplier ses travaux scientifiques. Leur cotisation annuelle sera d'au moins 25 francs.

ART. 7. — Le titre de Membre Fondateur sera conféré aux personnes qui auront contribué à la prospérité de la Société par un versement de 500 francs au moins, effectué en une ou plusieurs annuités, ou par le don de livres ou instruments utiles à la Société.

Tous les membres jouissent des mêmes droits; toutefois les Membres Fondateurs figurent perpétuellement en tête des listes alphabétiques, et reçoivent gratuitement, pendant leur vie, toutes les publications de la Société.

---

1) 21, rue des Chevaliers, Bruxelles.

BRUXELLES, IMP. VVE FERD. LARCIER, 26-28, RUE DES MINIMES.

Société belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe

---

LES

Volcans de la Terre

PAR

ÉLISÉE RECLUS



SECOND FASCICULE

Société Belge d'Astronomie

1908

DEUXIÈME PARTIE

MÉDITERRANÉE ET EUROPE CENTRALE

CHAPITRE PREMIER

ÉGÉIDE

Les géographes et les géologues modernes désignent sous ce nom d'Egéide toute la région déprimée et morcellée qui s'ouvre entre les deux puissants systèmes montagneux que l'Asie et l'Europe prolongent l'une vers l'autre; l'Anatolie et la péninsule balkanique.

Toute cette région, mer Égée, Anatolie occidentale, Thrace, Macédoine et Grèce est caractérisée par une grande diversité de relief. Les chaînes et les massifs continentaux se résolvent ici en péninsules noueuses et déchiquetées, en archipels groupés sur un fond très inégal. Des dépressions s'étendent à travers ces formations en larges bassins maritimes ou en golfes étroits resserrés entre les terres avancées. De hautes crêtes s'élèvent à côté de plaines basses, de gouffres marins même. Alors que les deux vastes péninsules qui l'enceignent, présentent un aspect géométrique, des formes massives, l'Egéide, au contraire, se distingue par une étonnante richesse d'articulations. Aux irrégularités de relief s'ajoute la diversité des terrains; telle île est un bloc de gneiss, telle autre un massif de calcaire, une troisième un amoncellement de laves.

La grande diversité de relief de l'Égéide est due surtout aux effondrements et oscillations que le sol eut à subir. Les dislocations se sont formées à travers les plissements préexistants sans aucune symétrie, aucun rapport apparent, entre elles ou avec ces plissements. Souvent

la succession des massifs leur est parallèle. alors qu'elle est oblique, perpendiculaire même par rapport aux plis. Elles ont haché, morcellé la région et il est aujourd'hui très difficile de reconstituer l'allure primitive des chaînes avec les débris qui en restent. Des plis sont encore indéterminés; il existe peut-être des rebroussements, des allures indépendantes.

Au centre de l'archipel apparaît un noyau de roches cristallines fortement froissées, ayant subi des compressions à différentes époques et de différents côtés; gneiss, granits gneissiques, schistes amphiboliques et marbres, peut-être archéens, forment la charpente de toutes les Cyclades à l'exception de celles du sud-est. Il s'étend dans toute l'Attique et l'Eubée méridionale et la partie médiane de Skyros, la plus méridionale des Sporades du nord, mais il est plutôt formé ici de micaschistes et de phyllades s'appuyant sur le soubassement archéen et offrant en quelques points des indices d'alignement sud-ouest, nord-est. Ce noyau est bordé au sud et au sud-est par une zone montagneuse où l'on voit encore apparaître çà et là les schistes cristallins, mais où ils sont le plus souvent recouverts par de puissantes couches de schistes paléozoïques et des calcaires mésozoïques et éocènes. Santorin, Anaphi, Amorgos et quelques îlots voisins font partie de cette zone. Vers le nord elle paraît se continuer par le plissement qui s'ébauche à l'ouest de Smyrne et à Chio et qui se prolonge vers la Troade par la partie orientale de Mytilène. Les terrains paléozoïques et mésozoïques de cette chaîne, seule assez bien connue parmi celles de l'Anatolie nord occidentale, y ont aussi une grande importance. Mais les relations qui pourraient exister avec les Cyclades du sud-est nous sont encore inconnues.

Quelques massifs de gneiss alignés du sud-est au nord-ouest se montrent en Carie et parmi les Sporades méridionales. Au nord-est cette chaîne apparente est bordée par les micaschistes grenatifères et les marbres paléozoïques qui forment la Lydie et l'Ionie et qui se prolongent jusque dans la partie orientale de Samos. Un autre noyau cristallin très important, formé de micaschistes, de phyllades et de calcaires avec traînées de gneiss et de granit, borde au nord l'Égéide. Il s'insère entre la chaîne des Balkans au nord et les plis dinariques à l'ouest; au sud il se termine par les massifs de l'Olympe et du Pélion, les roches qui entourent le golfe de Volo, la Chalcidique, Thasos et Samothrace. Il subit les influences des premiers plisse-

ments des chaînes dinariques, car on reconnaît dans sa structure une orientation semblable; il fut bouleversé et disloqué avec une intensité particulière et spécialement dans sa partie méridionale par les fractures ultérieures. Les quelques affleurements de schistes cristallins de la Morée méridionale et de la Crète ont peut-être aussi constitué un massif à part.

Les plis de l'Anatolie et de la partie occidentale de la péninsule balkanique, Taurides et Dinarides des géologues, se sont déposées et plissées entre les noyaux cristallins et tout alentour. Les chaînes orientales sont peu connues; l'exploration géologique de l'Anatolie occidentale étant très incomplète encore. Celles qui constituent la Grèce, mieux étudiées se présentent avec une simplicité remarquable. Des faisceaux de plis formant arc de cercle à convexité tournée vers le sud s'insèrent entre les massifs cristallins des Cyclades et de l'Égéide septentrionale; ils couvrent toute la Grèce nord orientale, l'Eubée septentrionale et les Sporades du nord. Les calcaires et les schistes qui les constituent, avec bancs de silex et amas de serpentine, appartiennent surtout à la période crétacée. Un faisceau de courbure semblable forme l'Argolide; on y a trouvé, toutefois, des roches jurassiques et un fossile peut-être triasique. Toutes ces chaînes ont subi des pressions avant et après la période éocène. Çà et là, les couches paléogènes les recouvrent en discordance.

Plus au sud, d'autres plis constituent le Péloponèse central et oriental; ils se sont formés postérieurement à l'éocène, les couches de cette époque participant aux plissements. Un pli se prolonge vers le sud-est par Cythère. Jusqu'à nos jours les géologues pensaient que l'arc se continuait par les roches identiques de la Crète, de Kasos et de Rhodes pour aller s'insérer dans les chaînes lyciennes, enserrant ainsi dans un vaste et très régulier demi-cercle l'Egéide méridionale. Les recherches récentes de Cayeux en Crète n'ont pas confirmé cette manière de voir. Un faisceau de plis entre dans l'île par le sud-ouest. Les uns se recourbent vers le nord-ouest pour aller rejoindre les plis grecs, d'autres se perdent vers le nord-est dans la mer de Candie, d'autres encore traversant toute l'île de l'ouest à l'est vont rejoindre la Lycie par Rhodes et Kasos, peut-être aussi le Taurus arménien par Cypre. Il y aurait donc ici en Crète sud-occidentale un rebroussement.

Les plis les plus importants, ceux qui forment la véritable char-

pente de la Grèce s'allongent régulièrement du nord-nord-ouest au sud-sud-est dans toute la partie occidentale de cette péninsule. Ils sont venus s'appuyer au noyau cristallin de l'Égéide septentrionale et aux plissements crétacés et éocènes de la Grèce orientale. Au sud de la péninsule de Messénie ils disparaissent sous les eaux de la Méditerranée. Ils n'ont dû subir pour se former qu'une poussée de sens uniforme postérieure à l'époque éocène. Ce système de plis formé de roches crétacées et de flych est probablement le plus récent de l'Egéide. [PHILIPPSON.]

L'île de Lemnos également formée de roches crétacées et de flych, mais dont les plis s'alignent de l'ouest à l'est, se relie peut-être aux terrains tertiaires qui bordent au nord la mer de Marmara.

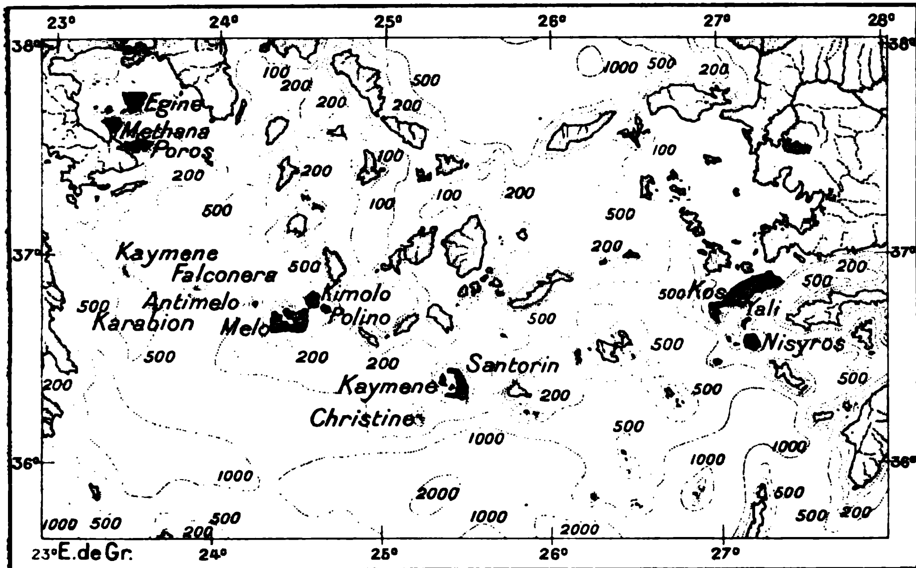
Les terrains néogènes et quaternaires qui se rencontrent çà et là en Égéide ne montrent aucune trace de plissement, mais les failles les ont disloqués de façon intense.

Aux âges tertiaires, l'Anatolie et la péninsule balkanique étaient encore réunies et des chaînes de hautes montagnes s'élevaient à l'endroit qu'occupent aujourd'hui les eaux de la mer Egée. Les effondrements qui se formèrent au sud de l'Europe et qui constituèrent la Méditerranée modifièrent puissamment cette région. D'une façon générale pourtant l'affaissement a été ici plus localisé, plus répété mais de proportions moindres. Alors que la mer Noire, d'une superficie de 350,000 kilomètres carrés, admirablement régulière, s'enfonce tout d'une pièce à plus de 2,000 mètres partout à une faible distance des côtes, alors que la fosse méditerranéenne qui s'étend de la Sicile à la Syrie, de la Crète à l'Afrique, moins régulière il est vrai que la mer Noire mais beaucoup plus étendue encore, s'abaisse à 3,000 mètres et plus, l'Égéide compte sur une surface de 300,000 kilomètres carrés un grand nombre de dépressions particulières dont la profondeur moyenne ne dépasse pas 1,000 mètres. En quelques points seulement la mer de Crète atteint 2,000 mètres en dessous du niveau des eaux.

Cette dernière dépression, la plus vaste et la plus ancienne de l'Égéide, commença à se former dès l'époque miocène; aux âges pliocènes la mer venue du sud l'avait envahie, tandis que les dépressions qui s'ouvraient entre les chaînes de l'Égéide septentrionale étaient remplies par des eaux douces. Un soulèvement succède à cette période de fracture; il a porté les couches pliocènes à plusieurs cen-

taines de mètres d'altitude. Dans les débuts du quaternaire, de nouvelles cassures se forment auxquelles il faut rattacher au nord-est les effondrements de la mer de Marmara et de la mer Noire. La mer s'avance vers le nord et l'archipel prend peu à peu sa configuration actuelle. Un abaissement général de toute la région correspondit à cette seconde période et c'est à ce moment que les grands volcans de

CHAINE VOLCANIQUE DE L'ÉGÉIDE MÉRIDIONALE



1 : 4 000 000

0 50 100 200 Kil.

Les terrains volcaniques sont marqués en noir.

l'Égéide méridionale commencent l'édification de leur cône. Pendant les temps historiques, quelques oscillations se font encore sentir, mais sans grande importance. Aujourd'hui encore des failles se forment

en Égéide, et la Grèce peut compter parmi les pays du monde les plus souvent soumis à des secousses du sol.

Outre les quelques dépressions qui s'étendent entre les chaînes continentales, on peut remarquer trois grands bassins ouverts dans le domaine de l'Égéide auxquels se rattachent, comme les rameaux au tronc, des fosses et golfes, effondrements secondaires; la grande cavité méridionale qu'emplit la mer de Crète, resserrée entre la chaîne d'îles extérieures, Cythère, Crète, Rhodes et la plateforme qui supporte Cyclades et Sporades; une seconde dépression centrale entre Eubée, Andros, Tinos, Nikaria, Chio et Skyros et au nord l'étroite et régulière découpure qui naît au golfe de Saros et s'étend jusqu'au revers oriental de la Thessalie.

D'une façon générale, ce n'est que dans le domaine égéen même que les roches éruptives se sont fait jour; tout le front extérieur, Epire, Acarnanie, Morée occidentale, Crète méridionale, en est dépourvu. Des serpentines, des diabases et des porphyres anciens sont intercalés dans les schistes cristallins et les terrains mésozoïques, mais on ne leur accorde pas grande importance. Il n'en est pas de même des puissantes masses andésitiques et trachytiques néogènes et quaternaires qui bordent et sillonnent la mer Égée. Quelques-unes d'entre elles, du moins, sont d'un intérèt capital; elles ont formé dans la partie méridionale de l'Egéide une chaîne d'îles volcaniques ayant eu pour la plupart des éruptions dans la période historique et donnant encore aujourd'hui des signes d'une activité intérieure. Les autres ont été dégradées par le temps. Peut-être ont-elles formé autrefois de véritables monts à cratère, mais elles nous apparaissent plutôt sous l'aspect de traînées, de massifs ou de filons sans caractère bien spécifié. Dans toute la partie occidentale de l'Asie Mineure, surtout en Lydie, en Mysie et en Troade, à Mytilène et à Lemnos, elles prennent une part importante dans la constitution du sol (1). A Samothrace et sur les bords de la Maritsa, ainsi qu'au nord-ouest de Salonique, et d'ailleurs en de nombreux points de la Turquie, elles recoupent les roches du massif cristallin septentrional. Elles ne se montrent dans la péninsule grecque que sur quelques points isolés : dans l'île d'Eubée, un petit massif d'andésites quatzifères, l'Oxylithos

(1) Voir première partie chapitre IV « Asie Mineure ».

la « pierre pointue », situé dans l'angle orientale de l'île, dresse de curieux dômes et aiguilles au milieu de terrains tertiaires. Quelques géographes parlent d'un petit cratère de scories, le

Lichas, situé dans le golfe d'Atalante, à quelque distance à l'ouest de la pointe nord occidentale de l'Eubée. Les anciens voyaient en lui le compagnon d'Hercule lancé du haut de l'Æta par le demi-dieu courroucé. La région avoisinante semble encore aujourd'hui soumise à des manifestations volcaniques. Au nord-ouest, les fontaines chaudes, sulfureuses et pétrifiantes ont contribué à l'agrandissement de la plage des Thermopyles et à la disparition du défilé auquel s'associe le nom de Léonidas; à l'est, en Eubée, des eaux thermales sourdent en telle abondance qu'elles ont formé sur les pentes d'énormes concrétions qui, de loin, ressemblent à un glacier.

Depuis longtemps déjà la chaîne d'îles volcaniques, qui borde au nord la fosse égéenne méridionale, attire l'attention des géologues; c'est surtout dans ces dernières décades que l'étude en a été sérieusement amorcée. N'y a-t-il pas, en effet, entre ces quatre ou cinq îles encore plus ou moins brûlantes des relations étroites? Il est vrai que leurs rapports avec les plis de l'Égéide sembleraient les séparer; Milo appartient au massif cristallin central; Santorin à la zone montagneuse, moins ancienne, des Cyclades du sud-est; Égine et Méthana aux plis crétacés qui couvrent l'Argolide; quant à Nisyros, il se trouve dans une région encore géologiquement trop peu connue pour qu'on puisse en décrire la tectonique Mais toutes se dressent au bord de ce grand bassin de Candie en formant un arc de cercle régulier; les roches qui les composent, autant qu'on peut le savoir, sont principalement des variétés du groupe andésitique, leur âge est identique et des phénomènes volcaniques très affaiblis, mais encore existants,néanmoins continuent à s'y manifester, alors qu'ils se sont éteints dans le reste du domaine égéen. Toutes ces relations concourent à donner à ces volcans une origine commune. C'est sans doute à un réseau de fractures de l'écorce, contemporain de l'effondrement du bassin au bord duquel elles se dressent, que les matières fluides qui ont édifié ces îles, ont dû leur venue au jour. Quelques récifs volcaniques se dressent dans la fosse même de la mer de Crète : Belopulo (l'ancienne Kaymene), Karabion et Gerakunia ou Falconera dans la partie occi-

dentale ; les Zaphrana, Chamilonis, Astakia et les quelques îlots voisins dans la partie orientale. Mais ce ne sont là que des massifs insignifiants qui, d'ailleurs, sont très imparfaitement connus.

La région volcanique de

Nisyros* qui comprend l'île de ce nom, Kos au nord, les quelques îlots du nord-ouest et de l'ouest, et peut-être au sud l'île encore inexplorée d'Iliaki, l'ancienne Tilos, se dresse au bord sud-ouest de la terrasse sous-marine (2 à 300 mètres au-dessous du niveau de la mer), qui prolonge l'Anatolie sud-occidentale. La « corne » orientale de la mer de Crète, profonde encore de 1,000 mètres, se bifurque et se relève pour limiter cette région au sud-est et à l'ouest. Au nord-est, une dépression de 500 mètres s'ouvre également entre les presqu'îles de Cnide et d'Halicarnasse.

Nisyros et les îlots voisins appartiennent à la chaîne des Sporades, qui s'alignent du nord-ouest au sud-est entre Samos et Rhodes ; ils semblent également prolonger vers l'ouest les crêtes de la Carie sud-occidentale.

A son point d'émersion, le beau cône largement tronqué qui forme le volcan compte 7 kilomètres de diamètre. Il s'élève d'une pente régulière jusqu'à la vaste cuve terminale, dont le bord dentelé et couvert de blocs de lave amoncelés, atteint 691 mètres d'altitude. Le cratère a la forme d'une ellipse, longue de 2,500 mètres du sud-est au nord-ouest, de 800 à 1,000 transversalement. Ses parois abruptes plongent à plusieurs centaines de mètres et le fond est couvert d'arbres et de cultures, parmi lesquelles s'élèvent quelques habitations. Quelques cuves secondaires s'ouvrent au fond de cette vaste chaudière, qui furent en 1873 le siège de phénomènes volcaniques intéressants.

Nisyros est entièrement formé de matériaux volcaniques. La partie méridionale, très aride, est couverte par des coulées de laves vitreuses se rapprochant de l'obsidienne ; elles renferment des cristaux volumineux de feldspath, dont la composition se rapproche de l'oliglocose des laves anciennes de Ténériffe, mais plus riche en chaux [GORCEIX]. Sept ou huit autres coulées se sont déversées vers le nord et l'ouest et sont descendues jusqu'à la mer, entre lesquelles s'étendent des cendres et des tufs volcaniques dont la décomposition amène la formation d'un sol d'une grande fertilité. Gorceix ajoute que ces laves acides de Nisyros sont semblables à celles des îlots voisins et, par conséquent, de

nature trachytique (andésite amphibolique des pétrographes modernes probablement); il parle également de conglomérats trachytiques trouvés au nord-ouest de l'île. Mais ces renseignements sont encore assez vagues et l'on ne peut fixer, aujourd'hui, la place exacte occupée dans la série des roches volcaniques par les laves de Nisyros. Tous ces matériaux ont été altérés et l'on y trouve souvent des dépôts de carbonate de chaux.

Les récifs, qui se dressent à l'ouest de Nisyros, sont des masses de trachyte. Yali, toutefois, est formé de plusieurs couches de tuf fossilifère, séparées par des lits de pierre ponce et de pouzzolanne. Pendant la grande éruption, qui donna naissance au volcan, il se produisit ici des oscillations émergeant et immergeant successivement Yali.

Kos, longue échine de 40 kilomètres, étranglée dans sa partie occidentale, puis recourbée, s'étend de l'est-nord-est à l'ouest-sud-ouest, au nord de Nisyros. Son plus haut sommet, le Dikeos (875 mètres), domine un massif de schistes et de marbres entouré de calcaires crétacés, qui forme la partie méridionale de la moitié orientale de l'île. C'est la charpente de Kos; les calcaires crétacés reparaissent à l'extrémité occidentale. Des assises tertiaires, surtout pliocènes, riches en fossiles, couvrant à peu près les deux tiers de la surface de l'île, viennent s'appuyer à ces noyaux; elles sont recouvertes, dans la partie avoisinant l'isthme, par une couche de conglomérats de ponce et de lave quaternaire provenant du Nisyros, épaisse en certains endroits de 20 mètres. Tous ces terrains stratifiés ont été percés par des roches volcaniques. Dans la partie orientale de l'île, des trachytes s'étendent en lits considérables, s'élèvent en pics et en dykes de toutes parts au milieu des schistes et des calcaires qu'ils ont métamorphisés. Ils datent de la fin de la période tertiaire et sont les plus anciens des massifs éruptifs de l'île. Ils ont subi des altérations considérables, dues surtout à une action postérieure d'eaux minérales et d'émanations gazeuses. Des restes de cette activité se voient encore. En certains points, le sol est imprégné d'eau chargée d'acide sulfurique; l'acide carbonique et l'hydrogène sulfuré se dégagent en abondance; des amas de soufre cristallisé, des masses de travertin, déposées par les sources incrustantes, se voient dans les environs du Dikeos; des eaux minérales jaillissent même, presque bouillantes, au bord de la mer.

A l'ouest près de Kephalos, quelques petites masses d'andésites

percent les couches pliocènes et quaternaires de l'isthme, mais dans la région qui avoisine le Hagios Elias, au centre de la partie occidentale de l'île, des masses éruptives quaternaires, rhyolithes d'après Doelter, basaltes et obsidiennes d'après Gorceix, forment des massifs assez considérables. Gorceix signale parmi eux deux cônes volcaniques. Au flanc occidental du plus grand, une cavité cratériforme aux parois abruptes (de 200 ou de 800 mètres de diamètre) a laissé échapper vers l'ouest, par une échancrure, une petite coulée de lave semblable à celles de Nisyros. Ces roches volcaniques sont probablement contemporaines de la grande éruption de Nisyros. Quelques dégagements d'hydrogène sulfuré et des traces de soufre se rencontrent dans les tufs qui les avoisinent.

La fable, rapportée par Strabon (Geographie, livre X), raconte que Neptume sépara Nisyros de Kos, d'un coup de trident. pour en écraser le géant Polybotès. La légende serait-elle le souvenir de quelque cataclysme éloigné ayant eu l'homme pour témoin? Probablement. Le volcan se forma vers le début du quaternaire, comme l'attestent les puissants débris de Yali et de Kos, ou du moins il eut à cette époque des explosions considérables. Pendant toute la période historique aucune éruption ne fut signalée. Le déplacement des solfatares, les recrudescences ou affaiblissements d'activité des jets de gaz et d'eaux chaudes. semblent les seules manifestations volcaniques dont la montagne fut le siège. Quand Gorceix la visita en mars 1873 elle paraissait réduite à l'état de solfatare. D'abondantes fumerolles de température voisine de 100 degrés, des jets de gaz acide carbonique et hydrogène sulfuré, de la vapeur d'eau s'échappaient de deux cavités secondaires, creusées au fond du cratère; celle du sud, large de 140 mètres, profonde de 12, circulaire et à bords plats se changeait en un lac bouillonnant après les averses; l'autre au nord, véritable cône adventif de 60 mètres de hauteur, dont l'origine est peut-être contemporaine de la formation du volcan, adossé à la paroi de la grande cuve se terminait par un cratère irrégulier. Parmi les dégagements qui s'y produisaient, deux jets puissants s'élançaient à une hauteur de 100 mètres ; leur apparition avait eu lieu en 1871 lors d'une petite éruption qui projeta des pierres et des cendres avec bruit, secousses et flammes. En certains points le sol était imprégné d'acide sulfurique et des amas de soufre auréolaient les orifices ou s'élevaient en forme de cheminées. Sur toute la paroi intérieure du cratère d'ail-

leurs, se voyaient des traces d'évents volcaniques. Aux versants extérieurs, des sources minérales et thermales sourdaient à l'extrémité des coulées de lave.

Le 2 ou le 3 juin 1873, après quelques secousses violentes de tremblement de terre, un petit cratère, large de six à sept mètres, s'ouvrit sur le revers extérieur du cône adventif et fut le point de départ d'une fente de cinquante mètres de longueur dirigée du nord-est au sud-ouest. Une autre crevasse, d'une longueur double, dirigée du nord au sud se forma en même temps mais à quelque distance du cratère. De grandes flammes signalèrent les débuts de l'éruption. Pendant trois heures des torrents d'eau chaude et salée, accompagnés de projections de pierres et de cendres, s'échappèrent de la bouche nouvellement formée et gagnèrent les dépressions; ils furent suivis pendant trois jours par des éruptions très fréquentes d'une boue argileuse noirâtre très fluide qui forma une coulée longue de 500 mètres, large de 150 et épaisse de 3. L'eau en s'évaporant laissa déposer des croûtes épaisses de chlorures de sodium, de calcium, de fer, de magnésium, de potassium, du sulfate de soude et un peu d'alumine et d'iode, éléments que l'on retrouve dans les mers environnantes. Pendant quelques mois la montagne rentra dans un calme relatif. Les secousses quoique journalières étaient faibles. Le nouveau cratère ne laissait échapper que d'abondantes vapeurs mêlées d'hydrogène sulfuré. De nouvelles secousses plus intenses se firent sentir dès le début de septembre, lézardant, renversant même les édifices. Deux crevasses s'ouvrirent dans la mer aux points où se dégageaient auparavant des mofettes; l'une en face de Mandraki à quelques mètres du rivage nord-occidental de Nisyros; l'autre dans la falaise méridionale de Yali; elles laissèrent échapper des torrents de vapeur d'eau mêlée d'hydrogène sulfuré. Mais elles se refermèrent quelques secondes après leur ouverture. A l'intérieur du grand cratère de Nisyros, les bouches s'accrurent et vomirent de nouveau, quoique avec moins d'abondance que la première fois, de l'eau chaude et de la boue; de nombreuses projections de pierres suivirent. Puis les secousses s'affaiblirent, les crevasses se bouchèrent. Les fumerolles qui, pendant l'éruption, occupaient surtout le centre du nouveau cratère s'en éloignèrent; de nouvelles se formèrent même, mais de faible activité; le volcan reprit son aspect de solfatare.

D'après Gorceix, les phénomènes volcaniques dont Nisyros fut le

siège, en 1873, se sont groupés autour d'un réseau d'anciennes fractures passant par Kos, Yali, Mandraki et le cratère du volcan. La réouverture de ces fractures aurait peut-être eu lieu à la faveur d'un tremblement de terre et aurait permis aux eaux marines de s'infiltrer dans les profondeurs du sol. Pendant les diverses phases de l'éruption, ni la forme, ni l'activité de l'ancienne solfatare circulaire située dans la partie méridionale du grand cratère n'ont éprouvé de changement. Lorsque les phénomènes éruptifs prirent une grande intensité, l'hydrogène dont il n'existait que des traces dans les fumerolles au mois de mars avait presque totalement remplacé le gaz des marais. Vers la fin de l'éruption, l'activité des solfatares décrut; les proportions de la vapeur d'eau augmentèrent, tandis que celles de l'hydrogène sulfuré diminuèrent par rapport à l'acide carbonique. A mesure qu'on s'éloignait des centres d'activité. leur température, les proportions d'hydrogène sulfuré et d'acide carbonique allaient en décroissant.

Santorin *, le second volcan de la chaîne, est de beaucoup le plus important. Peu de montagnes éruptives ont eu sur la terre une « vie » aussi mouvementée; peu, il est vrai, ont été étudiées avec autant de soin. Ses éruptions ont été relatées pendant toute la période historique et, dans les temps modernes, les progrès de la géologie ont permis de reconstituer par la pensée celles qui s'étaient produites avant que les hommes connussent l'écriture.

L'archipel santoriniote, quoique formé d'îles nombreuses, ne représente qu'une faible partie du volcan. Mais combien intéressants ces morceaux d'un grand massif en partie caché sous les eaux, en partie dispersé par des phénomènes volcaniques! C'est surtout à Fouqué que nous devons la description minutieuse de l'archipel volcanique, la reconstitution des phases de son histoire.

Le nom de Santorin, dérivé probablement de Sancta Irini, Sainte Irène, ne s'applique que depuis le moyen âge au groupe insulaire qui forme la partie émergée du volcan ; les anciens désignaient chacune de ces îles par une appellation différente.

Santorin s'élève vers le milieu de l'arc volcanique, à peu près à égale distance des côtes de Carie et de Morée. Les plus profondes cavités de la fosse égéenne méridionale (2,010 mètres) se creusent immédiatement au sud. La terrasse sous-marine qui supporte le volcan, recouverte d'une épaisseur de 300 à 400 mètres d'eau, se

reiève vers le nord pour former le socle des Cyclades centrales. Par les roches sédimentaires qui percent et dominent les masses éruptives de la partie sud-orientale de l'île principale du groupe, le volcan appartient à la chaîne qui borde au sud-est le noyau cristallin de l'Egéide centrale.

Le massif volcanique entier, tant imergé qu'insulaire, offre, dans ses grands traits, l'aspect d'un dôme allongé, largement et profondément évidé par un bassin aux parois abruptes dans lequel se dressent, sur un socle commun, quelques masses éruptives secondaires. Sa base, de forme assez régulièrement ovale, s'étend sur 25 kilomètres du sud-est au nord-ouest, sur 15 ou 20 transversalement, couvrant donc une superficie moindre que celle de l'Etna, mais supérieure à celle du Vésuve; une « queue » sous-marine prolongeant le massif vers le sud en interrompt quelque peu la régularité. Il faut peut-être voir dans ce renflement le prolongement des roches sédimentaires. La vaste dépression, de forme plus ou moins elliptique (11 kilomètres du sud au nord, 8 de l'est à l'ouest), qui s'ouvre au cœur du massif est bordée, on le sait, par des murailles abruptes. Ce n'est qu'à 200 mètres environ sous le niveau de la mer, que le fond commence à s'aplanir et sur presque tout son pourtour le bord se relève, émerge en falaises qui peuvent atteindre plus de 300 mètres d'élévation. Trois brèches permettent toutefois aux eaux de la mer de pénétrer dans la baie. Un exhaussement du sol de 20 mètres seulement suffirait pour fermer les deux ouvertures du sud-ouest. L'échancrure qui sépare au nord-ouest Théra de Thérasia est plus profonde, quoique plus étroite, et ce n'est qu'à 5 kilomètres des parois et à 140 mètres de profondeur que l'on trouve le point le plus bas de la brèche. Les masses éruptives qui se sont élevées à l'intérieur de cette dépression en s'alignant de l'ouest-sud-ouest à l'est-nord-est, l'ont divisée en deux bassins principaux; le moins profond, au sud (287 mètres), a la forme d'un croissant à convexité tournée vers le sud; l'autre (390 mètres, soit le niveau du socle sur lequel repose le volcan), dans la partie septentrionale, est plutôt ovale; il se prolonge au nord-ouest par la brèche d'entre Théra et Thérasia; au sud-ouest, un seuil bas le sépare d'une troisième cavité (347 mètres) d'importance beaucoup moindre, ouverte entre Thérasia et Aspronisi.

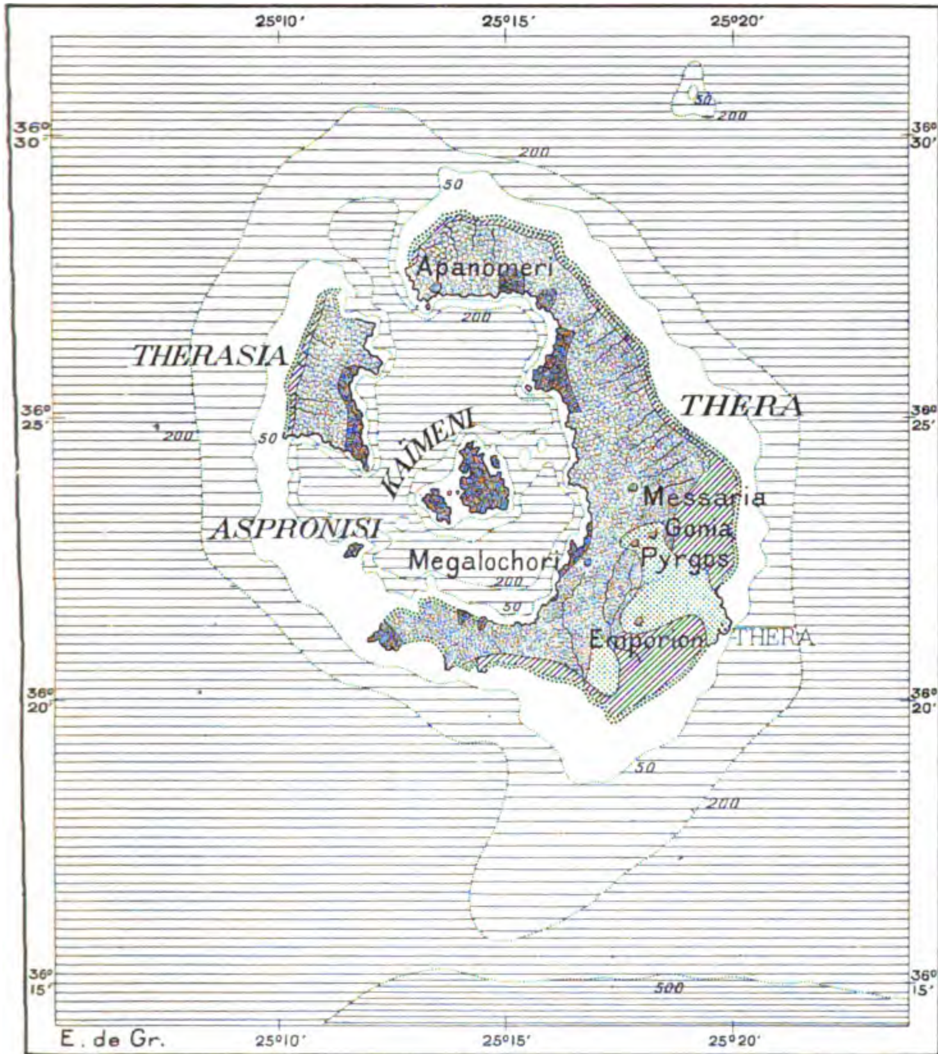
Les îles extérieures de l'archipel santoriniote sont formées par la partie émergée de la crête qui domine cette vaste dépression centrale;

ce sont les parties les plus anciennes du volcan. Elles se présentent autour de la baie comme un anneau morcelé en trois fragments d'inégale grandeur; Théra, le plus grand (72 kilomètres carrés), enclot la baie au nord, à l'est et au sud; Thérasia, la « Petite Théra » (9 kilomètres carrés), est située au nord-ouest; Aspronisi, l' « Ilot blanc » (2 hectares, 5), au sud-ouest. D'une façon générale, les deux îles présentent vers la baie une paroi abrupte, vers l'extérieur de longues pentes couvertes de cultures et de riches vignobles ; Aspronisi est taillé à pic de tous côtés.

Ce qui frappe le voyageur qui vogue à l'intérieur du bassin, c'est la disposition des matériaux volcaniques sur la face de la falaise. Les assises de cendres et de scories, les bancs de laves alternent par couches horizontales régulières. Toute la partie sud-orientale de Théra, ainsi qu'Aspronisi, est formée d'assises meubles. Au nord-est, la grande île, percée de filons nombreux, présente une plus grande abondance de laves ; en ce point d'ailleurs des cônes adventifs. Megalo-vuno, Kokino-vuno, Petit Saint-Élie, se dressent au bord de la falaise. Les couches volcaniques de Thérasia sont moins régulièrement disposées que celles des deux îles voisines; les laves y sont plus groupées en amas, les couches de scories moins horizontales. Un épais manteau de tuf ponceux pouvant atteindre plus de 30 mètres d'épaisseur recouvre toute la partie supérieure du sol de ces trois îles, laissant percer en quelques points seulement le sommet des massifs. Tout le long de la mer il a été remanié soit par les vagues, soit par les érosions et quelque peu transformé. Le massif de roches sédimentaires qui se dresse dans la partie sud-orientale de Théra perce également le manteau de tuf ponceux. Il s'allonge du sud-est au nord-ouest et reparaît à la base de la falaise. Les schistes et calcaires, peut-être crétacés, qui le composent ont été fortement plissés. Au Grand Saint-Élie, un peu au sud de Pyrgos, le massif atteint 568 mètres, point culminant de l'archipel. Sur la large terrasse du Mesa-vuno, qui forme la partie orientale du massif, d'importantes trouvailles ont révélé l'existence de l'antique Théra.

Le massif du Saint-Élie se dressait déjà depuis longtemps au-dessus des flots lorsque, à la fin des temps tertiaires, un soulèvement général fit émerger des masses d'andésites à hornblende au sud-ouest et les porta à plus de 200 mètres au-dessus des eaux. La partie sud-occiden-

ILE DE SANTORIN



TUFS **LAVES** **CRÉTACÉ** **NÉOGÈNE**

Courbes de profondeur de 50, de 200 et de 500 mètres.

1: 250 000

0 5 10 15 Kil.

tale de Théra allait se constituer. Les éruptions qui avaient formé les masses éruptives nouvellement émergées avaient été sous-marines ; des tufs fossilifères intercalés dans les masses de lave le prouvent. L'activité volcanique qui se manifestait dans cette région se porta ensuite un peu au nord et un énorme cône de matières meubles andésites augitiques s'éleva au point où se trouvent aujourd'hui les Kaïmeni. Il rejeta surtout des cendres et des scories. probablement en de formidables explosions successives. Aspronisi et la partie sud-orientale de Théra en sont les restes. Dans la partie septentrionale, des cônes adventifs se dressent sur le pied du volcan : Megalo-Vuno, Kokino-Vuno et Petit Saint-Élie, composés d'andésites à hypersthène et de labradorites à anorthite, et un autre cône secondaire, probablement situé au point où se trouve l'échancrure d'entre Théra et Thérasia et qui rejeta d'abondantes scories rouges visibles de nos jours entre les coulées et les cendres des îles voisines.

Toute activité n'était pas éteinte dans le massif central, d'énormes coulées de laves en sortirent. Arrêtées au nord par la chaîne des pitons secondaires, au sud par quelque obstacle inconnu, elles se répandirent vers l'est où elles formèrent les laves du promontoire de Skaro, au nord de Phira, vers l'ouest où elles formèrent celles de Thérasia. Une période de calme suivit. A cette époque l'archipel santoriniote ne formait qu'une seule île montueuse. Les pluies la ravinèrent, la végétation s'en empara ; l'homme s'y établit. Des trouvailles nombreuses ont montré qu'il était déjà entré dans une période avancée de civilisation. Mais des cataclysmes suivirent ; le grand bassin central se forma. Certains géologues l'attribuent à une explosion gigantesque, plus intense que celle du Timboro, d'autres à un effondrement ; Fouqué pense qu'il faut y voir la combinaison des deux phénomènes.

D'après Philippson, le magma avait fluidifié tout l'intérieur du volcan ne laissant qu'une mince croûte extérieure, surplombant la matière en fusion comme une coupole ouverte. Chaque explosion qui se produisait élargissait considérablement le cratère. Enfin, la croûte éclata. le magma vint largement en contact avec l'air ou la mer, une explosion considérable projeta la masse de fine ponce qui couvre les îles extérieures de l'archipel. La baie était formée. Toute trace de vie avait disparu sous les matières rejetées. L'explosion fut certes formidable ; elle arracha au sol sous-jacent des blocs de

conglomérats et de sédiments, qu'on retrouva au loin, mêlés à la pierre ponce; néanmoins il y eut des intermittences dans la succession des explosions : on distingue plusieurs lignes de niveau dans les carrières d'exploitations de Théra.

La baie était certainement plus profonde qu'elle ne l'est aujourd'hui, mais les apports des eaux et les matériaux rejetés par les îles qui allaient se dresser au centre l'ont élevé peu à peu.

Après l'immense cataclysme qui détruisit le grand cône central, les forces souterraines s'assoupirent; après une période d'activité gigantesque, le volcan semblait prendre du repos. Pendant plusieurs siècles, la baie resta entièrement occupée par la mer et les navires des Hellènes y voguèrent librement d'île en île. Mais toute activité n'était pas éteinte sous le sol du vaste bassin et les forces volcaniques allaient y édifier pendant le cours de l'histoire un groupe de cônes secondaires, dont les uns devaient émerger en îles et en îlots, tandis que les autres restaient à l'état de masses immergées ou, après une période d'émersion, rentraient sous la couverture des eaux. Tous ces volcans parasites se dressent sur un socle commun, allongé du sud-ouest au nord-est, construit sans aucun doute par leurs produits accumulés, et formant un plateau sous-marin à 150 ou 200 mètres au-dessous du niveau des eaux, à 100 ou 150 au-dessus du sol de la baie. Les parties qui s'élèvent aujourd'hui au-dessus des flots sont connues sous le nom de Kaïmeni, c'est-à-dire « Brûlées », et telle est bien l'aspect qu'elles présentent au voyageur. Les coulées épaisses et courtes de lave sombre, presque nue, semblent à peine refroidies. Tous ces produits appartiennent à la famille des andésites et se rapprochent beaucoup des laves de Skaro et de Thérasia.

Les anciens auteurs s'accordent à peu près pour placer au début du IIe siècle avant l'ère vulgaire l'apparition, au milieu de la baie de Santorin, d'une première île, qu'ils appellent Hiera. Une autre, Thia, aurait surgi au-dessus des flots en l'an 46 avant le Christ. Les géologues ne sont pas d'accord sur l'emplacement de ces deux formations. Faut-il voir dans le cône sous-marin du Banco, situé entre les îles intérieures et la côte de Théra, les restes de Hiera, démantelée par le choc des vagues, et dans Palæa Kaïmeni, la plus occidentale et la plus « ancienne » des Brûlées, comme l'indique son nom, la partie nord de Thia? Telle est l'hypothèse la plus vraisemblable. Palæa Kaïmeni,

formée d'un faisceau de coulées dirigées du sud-est au nord-ouest, sur une longueur d'un kilomètre et demi, est plus petite que l'île décrite sous le nom de Thia, mais elle subit en 1457, alors qu'elle s'élevait isolément dans la baie, des commotions considérables; toute la partie méridionale, où se trouvait probablement le cratère, s'abîma sous les eaux. Le piton (99 mètres), qui domine l'île au sud-est, est peut-être un reste de la crête qui bordait cette ancienne cuve.

En 726, des éruptions se produisirent de nouveau dans la baie, auxquelles correspondirent peut-être des épanchements de lave vitreuse dans la partie orientale de Palæa Kaïmeni et la formation d'un cône sous-marin à l'est du Banco. Les eaux de la mer bouillonnèrent, des matières incandescentes furent projetées à de grandes hauteurs; les vents et la mer portèrent des pierres ponces jusque sur les côtes d'Asie Mineure et de Macédoine. Mais les produits de cette éruption, de même que ceux des éruptions précédentes, n'ont pas été parfaitement identifiés. Il n'en est pas de même des phénomènes qui suivirent, et les relations qui nous les font connaître sont assez précises pour que nous puissions retrouver les masses volcaniques auxquelles s'applique le récit des auteurs.

En 1570 ou 1573 parut Mikra Kaïmeni, la « petite Brûlée », la plus orientale des trois îles de la baie. Sa formation dura une année entière, raconte Kircher. C'est un cône de 300 mètres de diamètre à la base, haut d'environ 80 mètres, profondément ouvert au sommet par un cratère aux parois abruptes et flanqué au nord-ouest par des masses de laves probablement sorties de ses flancs. Aujourd'hui encore, l'île est presque nue; çà et là, quelques touffes de verdure ont envahi le manteau de cendre dont le cône est revêtu.

La troisième Kaïmeni, la plus grande (une centaine d'hectares) et la plus jeune, est, en réalité, formée par les produits accumulés de plusieurs éruptions successives. La partie septentrionale de l'île, qui s'avance en pointe de lance vers le nord, déchiquetée et abrupte, et dominée par un cône d'une centaine de mètres de hauteur, parut en 1707 sans secousse, sans fumée, sans bruit; les marins qui l'aperçurent les premiers, émergeant à peine des flots, crurent reconnaître une épave. Mais l'île s'éleva bientôt; la mer se troubla aux alentours, devint jaune, verte, rouge; l'air fut empesté d'odeurs sulfureuses; des crevasses se formèrent au sommet du récif et le feu, la flamme et les pierres jaillirent de nombreuses ouvertures. L'érup-

tion dura plusieurs années pendant lesquelles l'île fut inabordable. En 1711 encore, la température de la mer est très élevée autour du volcan et les éruptions sont violentes. D'ailleurs, des signes d'activité persistèrent dans la petite baie de Vulcano qui échancrait le côté méridional de l'île et c'est principalement en ce point qu'eut lieu l'éruption de 1866, célèbre dans les annales de la géologie ; ce fut la dernière éruption considérable de Santorin.

Les produits de l'éruption de 1866 ont formé la partie méridionale de Nea Kaïmeni, ellipse d'une superficie de 50 hectares, échancrée de larges baies. L'aspect général du massif est celui d'une table assez unie de 80 mètres d'élévation, se dressant brusquement au-dessus d'un monceau de coulées étalées vers le sud, l'est et l'ouest. Quelques cavités, cratères secondaires, se creusent dans ce plateau ; sept ou huit petits cônes parasites en dominent les bords ; dans la partie septentrionale, en face du cône de Nea Kaïmeni, se dresse le cône du Giorgios (126 mètres), largement échancré. Des tremblements de terre, des crevasses, des affaissements de la baie de Vulcano furent les phénomènes précurseurs de l'éruption du Giorgios ; ils débutèrent le 26 janvier. La mer s'échauffa fortement et se colora de teintes diverses ; des gaz suffocants, des vapeurs abondantes et des flammes s'élevèrent au-dessus de l'anse. Puis un récif émergeât, soulevant des détritus organiques, des ponces, des coquilles et les débris d'une carène de bateau englouti en ces parages quelques années auparavant. L'îlot grandissait à vue d'œil sans secousse et sans projection. L'accroissement s'opérait du dedans au dehors comme par un mouvement d'expansion ; les blocs noirs ou rouges semblaient partir du centre de la surface et progresser vers la périphérie [FOUQUÉ]. Le contact de l'air ou de l'eau les solidifiait rapidement. Point de flammes, mais une épaisse vapeur s'élevait par les fissures des roches et des grondements souterrains se faisaient entendre. Telle fut la première phase de l'évolution du volcan ; la forme que présenta le massif pendant cette période fut désignée sous le nom de *cumulo-volcan*.

Quelques mois plus tard, l'éruption changea de mode. Après des explosions d'une grande intensité et des projections de matière qui retombaient en pluie de feu, un cratère se forma au sommet de l'île et les coulées de laves apparurent. Le Giorgios perdit peu à peu son aspect de masse incohérente, les coulées s'accumulèrent et, en se déversant vers l'est, le sud et l'ouest, agrandirent rapidement le massif.

Les quelques îlots qui s'étaient montrés en février, au sud-ouest, s'accroissant peu à peu à la façon du Giorgios au début de son apparition et dont la réunion forma l'île d'Aphroessa, furent en grande partie recouverts par les produits épanchés.

En mai 1866, quelques récifs se montrèrent entre Aphroessa et Palæa Kaïmeni; mais la plupart disparurent bientôt sous les eaux. Il n'en reste que deux : les îlots de Mai; les sondages ont montré qu'ils occupaient le bord d'une cavité cratériforme.

Pendant deux ans, l'activité du Giorgios fut très intense. La série complète des phénomènes volcaniques y fut représentée : secousses du sol, fissures et oscillations; émissions de gaz et de vapeurs; projections de cendres et de scories, épanchements de coulées visqueuses. Puis le volcan se calma pour reprendre avec une nouvelle violence en 1870. La dernière explosion eut lieu le 15 octobre de cette année; le volcan entra ensuite dans la phase solfatarienne. Tous les savants qui la visitèrent depuis y signalent quelque reste d'activité.

A six ou sept kilomètres au nord-est de Théra, un cône sous-marin assez régulier, le Columbo, est probablement un point d'éruption secondaire appartenant à Santorin, quoiqu'il ne se dresse pas sur les flancs du grand volcan. Son sommet est à 18 mètres du niveau de la mer; sa base à 300 ou 400 mètres.

Columbo se forma en 1650. Bien que relativement éloigné de Théra, il y causa plus de désastres que les Kaïmeni. Pendant plusieurs semaines, après des secousses qui firent trembler les îles voisines, des colonnes de fumées s'élevèrent de la mer, obscurcissant le ciel d'épais nuages; une odeur épouvantable se répandit à plusieurs kilomètres à la ronde; les gaz délétères firent périr les habitants des îles proches et les marins qui voguaient dans les parages. La mer était devenue verte. On aperçut des flammes, des gerbes de matières incandescentes et, enfin, une île émergeant à peine. Son apparition, d'ailleurs, ne fut pas de longue durée; la mer eut vite démoli ce massif qui n'était probablement composé que de produits meubles.

L'étude de Santorin a marqué une date importante dans l'histoire du volcanisme. Elle a permis de fixer les grands traits d'un mode éruptif spécial et celui des *cumulo-volcans*, particulier aux appareils à lave basique. Alors que dans les volcans aux produits de nature acide, comme le Vésuve, la sortie des laves ne se fait qu'après des projections

nombreuses et violentes de roches pulvérisées, de gaz et de vapeurs, dans les volcans basiques (Santorin, Kilauéa, Pélée) ces phénomènes de projections n'ont qu'une importance secondaire. Le fait important est la sortie lente, tranquille et progressive des matériaux. Ce n'est qu'après la formation d'une vaste ampoule de roches fondues qu'une explosion se produit, point de départ de la formation du cratère.

Parmi les matières gazeuses rejetées par Santorin figurent l'acide sulfurique, l'acide chlorhydrique, l'acide carbonique et l'azote, un peu d'hydrogène et d'oxygène, parfois du protocarbure d'hydrogène. D'ailleurs, la composition des mélanges gazeux émanés d'un même point variait incessamment. A mesure que l'on s'écartait des centre d'émission, la proportion d'hydrogène diminuait en même temps qu'augmentait celles du protocarbure et de l'acide carbonique. L'eau fut reconnu être un des facteurs les plus importants dans le mécanisme des explosions; à l'état de vapeur elle a figuré dans toutes les émissions de matières volatiles; à l'état liquide elle a formé des sources chaudes dont la température et le débit variaient avec l'état de la mer. Toutes les phases d'une éruption complète ont pu être observées avec soin pendant l'éruption de 1866 : ouverture du sol, formation d'un cône et d'un cratère après violentes explosions, production de coulées de lave. Pour la première fois, des gaz hydrogénés ont été recueillis sur un volcan actif et la présence de flammes véritables illuminant un foyer volcanique en éruption s'est trouvée démontrée, contrairement à l'opinion acceptée jusqu'alors par les géologues [FOUQUÉ]. Outre ces divers phénomènes, des indices de mouvements du sol ayant eu lieu pendant la période historique, ont été relevés; ils ont eu surtout une grande intensité pendant la dernière grande éruption.

Autour des faits observés au groupe volcanique de Santorin, les théories diverses se sont débattues, cherchant une explication favorable; c'est principalement à partir de cette époque qu'à la théorie des « cratères de soulèvements » qui avait dominé toute la conception du volcanisme pendant la première moitié du XIXe siècle s'est substituée celle des formations par voie de rejet, des destructions par explosion ou effondrement.

A une vingtaine de kilomètres au sud-ouest de Santorin, apparaissent les deux îles

Christiana et

Ascania, massifs volcaniques aux pentes abruptes, de quelques

centaines de mètres de hauteur, de quelques kilomètres de tour; ils sont formés de trachyte, de pierre ponce et de pouzolanne et laissent reconnaître avec certitude des traces de cratère. Peut-être faut-il voir en ces deux îlots l'île démantelée que Pline désigne sous le nom d'Ascania. [KIND.]

Le groupe qui fait suite à Santorin vers l'ouest et dont

Milos, ou **Melo**, est la partie la plus importante, — c'est d'ailleurs, avec ses 152 kilomètres carrés de surface, la plus grande des îles de la chaîne, — n'est pas à proprement parler volcanique. Les roches éruptives y apparaissent en de nombreux points, mais elles présentent rarement un aspect bien caractérisé. Ce qui distingue surtout l'archipel, c'est l'intensité avec laquelle se produisent les phénomènes d'émanations gazeuses, de dépôts de soufre et autres manifestations d'ordre solfatarien. Milos peut, à juste titre, être considérée comme une énorme mofette, une gigantesque solfatare.

Le groupe insulaire se dresse au bord de la fosse égéenne méridionale, sur une terrasse sous-marine, d'un niveau de 2 à 300 mètres inférieur à celui de la surface des eaux, prolongeant vers le sud-ouest le socle des Cyclades. Les deux îles orientales, Polino et Kimolo. sont des masses de quarzites et de schistes probablement primaires auxquels s'appuient quelques couches tertiaires et que des roches trachytiques ont percées en de rares endroits. A l'ouest, Antimilos est une île montueuse formée presque exclusivement d'andésites à hypersthène datant de l'époque tertiaire : sa base triangulaire n'a que 2 kilomètres de côté.

La grande île, Milos, a la forme d'un rectangle allongé suivant le parallèle et creusé d'une vaste baie qui, de l'angle nord-occidental, pénètre jusqu'au cœur même de l'île. Le bassin n'a pas plus de 50 mètres de profondeur et se prolonge par des plaines basses et marécageuses. Le plus haut et le plus large massif de l'île, le Saint-Élie (712 mètres), se dresse dans la partie sud-occidentale, vaste mont à la base triangulaire, aux puissants contreforts couverts de forêts et de pâturages que parcourent les chèvres et les moutons. Les autres éminences ne sont que de simples collines de 100 à 200 mètres d'élévation, entourant comme une guirlande de 2 à 3 kilomètres de largeur la dépression centrale. Au nord-ouest, toutefois, le sol se redresse hardiment et forme un plateau dont le point culminant atteint

280 mètres. C'est le massif du Kastron; à son pied méridional s'élevait la ville de Milos, près de laquelle fut trouvée en 1820 la célèbre statue de Vénus, l'un des chefs-d'œuvre de la statuaire.

Le soubassement de Milos est formé de gneiss et de schistes cristallins; ces roches, probablement archéennes, affleurent en quelques points sur le bord sud-oriental de l'île, et forment un petit massif dans l'angle sud-occidental. Au sud de ce point, elles reparaissent dans l'îlot de Prasonisi. Mais les roches qui prennent la part prépondérante dans la constitution de l'île sont les schistes, les quartzites et les tufs silicifiés, mêlés peut-être à des roches éruptives anciennes qui forment le Saint-Élie et la chaîne de collines qui s'allonge vers l'orient. Des masses de calcaires pliocènes s'appuient en grande discordance sur ce sous-sol; la branche septentrionale de l'île en est presque entièrement composée. Les couches les plus récentes, alluvions ou dépôts marins, bordent de loin en loin la mer ou tapissent le fond des vallées; elles atteignent une assez grande largeur dans la plaine basse qui prolonge le golfe vers l'orient.

Les roches éruptives de Milos datent de l'époque tertiaire. Ce sont surtout des andésites à augite et à hypersthène (trachytes des auteurs anciens) et des perlites. Elles se montrent principalement aux pieds nord et est du Saint-Élie, dans la partie nord-orientale de l'île et sur le plateau de Kastron. En quelques points, elles s'élèvent en collines ou forment de vastes coulées et, au flanc sud du Prophète Élie, on peut voir les dykes par lesquels la matière fluide est montée. Dans la partie nord-est de l'île, la roche se présente sous l'aspect de prismes étroits, hauts d'une centaine de mètres. En d'autres lieux, le retrait a fendillé la roche en minces feuillets rappelant les schistes. Au sud-est de Tripiti s'ouvre une profonde cavité circulaire, aux bords formés de tufs volcaniques et de blocs d'obsidienne; on dirait un cratère éteint.

De nombreux filons métallifères, argent, cuivre, galène, blende et pyrite sont également injectés à travers les fractures du sol de Milos.

Depuis l'époque où les matières fluides internes percèrent les sédiments de Milos jusqu'à nos jours, le sol de l'île a été constamment traversé par des gaz et des vapeurs de natures diverses. Le soufre, l'alun, le gypse engendrés par ces émanations s'y rencontrent en dépôts abondants et y constituent encore, comme au temps des anciens Grecs, une importante source de richesse [FOUQUÉ].

Parmi les gaz qui sourdent du sol, l'acide carbonique est le plus

fréquent. Il est souvent accompagné d'hydrogène sulfuré. Dans la plaine basse qui prolonge le golfe vers l'orient, le dégagement est intense. L'acide carbonique s'y mêle à des suintements d'eaux froides et salées qui ont formé les marais délétères de la région; partout on voit les bulles crever à la surface des eaux. Les gaz méphitiques, de même que les fièvres paludéennes, ont contribué sans doute à imprimer à la contrée un caractère de désolation intense. La ville de Zephira, située dans la partie orientale de la plaine, qui comptait encore, il y a trois siècles, plus de 40,000 habitants, n'est plus qu'un monceau de ruines abandonnées.

L'acide carbonique se dégage également avec intensité au pied méridional de la butte trachytique du Kastron. Le gaz s'échappe à torrent des excavations de la roche. Lorsque, vers 1860, on tenta de creuser ces cavités pour en retirer le soufre qu'elles contenaient, l'abondance des gaz délétères était telle que l'on dut abandonner le travail. Non loin de là, au milieu même des champs cultivés, les émanations sont bien plus vives encore; le moindre trou creusé dans la terre se remplit aussitôt d'acide carbonique; le sol est brûlant; partout on sent l'odeur de l'hydrogène sulfuré et l'on marche à travers un épais nuage de vapeur d'eau [FOUQUÉ].

Le soufre se rencontre d'ailleurs dans toute l'île, dans les ravins du Saint-Élie ou sur les rivages de la mer et il n'a cessé d'être exploité depuis l'époque où les Phéniciens voguaient dans ces parages. Des restes de galeries creusent encore la plupart des collines de la partie orientale de Milos et l'on rencontre presque à chaque pas des traces de l'ancienne industrie. On peut dire d'une façon générale que toutes les falaises qui bordent la mer de ce côté forment une suite de gisements de soufre à peine interrompue.

D'autres grottes s'ouvrent également dans les roches de Milos, dont les parois sont tapissées de cristallisations délicates de gypse et d'alun. On n'y entre souvent qu'en rampant. Dans quelques-unes, l'atmosphère, est d'une chaleur accablante et l'on respire avec peine. D'autres sont froides; au fond s'étale une épaisse couche d'acide carbonique et il est rare de ne pas trouver sur le sol quelque animal asphyxié.

En général, la température du sol est élevée autour des lieux d'émissions des gaz. En un grand nombre de points, près du bord oriental de l'île, la mer elle-même est échauffée et sa température peut atteindre 70 et 80 degrés; l'eau en ces endroits est troublée et

blanchie par la décomposition de l'acide sulfhydrique [FOUQUÉ].

Milos a également des sources thermales et minérales. Au mont Kalamo, formé en grande partie de trachyte, qui se dresse dans la région sud-orientale de l'île, des vapeurs acides se dégagent de toutes parts, altérant profondément les roches qu'elles traversent et les transformant en une sorte d'argile blanchâtre. Des cristaux de soufre, allongés comme de fines aiguilles, couvrent la surface de la terre et à quelques centimètres de profondeur la chaleur est intolérable.

Mais si intenses que soient encore les dégagements dont Milos est le siège, ils sont bien faibles comparés aux phénomènes analogues des périodes passées dont la longue et puissante action nous est révélée par les imposants dépôts de soufre, de gypse et de silice. C'est surtout dans le voisinage du Kalamo que ces phénomènes durent avoir leur plus grande activité. La région a, en effet, possédé des sources d'eau bouillante, tenant en dissolution de la silice et s'élançant en geysirs puissants, semblables à ceux qui avoisinent aujourd'hui l'Hecla. En se refroidissant, l'eau abandonnait cette silice sous forme de dépôts gélatineux qui, traversés par des bulles de gaz et de vapeur, prenait une texture spongieuse. Plus tard, cette matière a pris de la consistance et, tout en conservant sa structure caverneuse, s'est transformée en une pierre d'une excessive dureté, exploitée pour la fabrication des meules. La crête qui domine le mont Kalamo a été formée par des sources d'eau chaude.

En même temps que les masses d'eau bouillante, des jets de vapeurs sulfureuses montaient des profondeurs et, à travers les rochers volcaniques, servaient de véhicule à la silice empruntée aux masses trachytiques inférieures décomposées, pour l'étaler à la surface. Ainsi se trouve continuée la remarque de M. de Lapparent (1) : les épanchements de roches riches en silice favorisent les manifestations d'ordre solfatarien.

De même que Milos,

Aegina n'est qu'une île volcanisée. Sa base forme un triangle régulier, de 13 kilomètres de côté, un angle pointant au midi. L'île est très chaotique et peu boisée; elle s'élève d'escarpements en escarpements vers le mont Oros (540 mètres), point culminant situé dans

1) *Bulletin Soc. de France*, vol. XVII, page 282. Paris 1889.

la partie méridionale et où les Eginètes de la grande époque se réunissaient autour d'un autel élevé à Zeus Panhellénien.

La région nord-orientale de l'île est formée de couches horizontales de calcaires et d'argiles appartenant à la période crétacée, la partie nord-occidentale, de marnes et calcaires néogènes. C'est entre le dépôt de ces divers terrains que les roches éruptives qui composent tout le reste de l'île se sont fait jour. Ce sont pour la plupart des andésites à hornblende, à augite ou à pyroxène, dont la décomposition a formé en quelques endroits des tufs. Mais ces masses volcaniques n'ont pas de caractère bien spécifié. En quelques points toutefois, au pied du Stavro, elles se dressent en colonnades remarquables. Le mont Oros, à la belle forme conique, a peut-être possédé un cratère, mais on n'en retrouve aucune trace. Parmi les contreforts qui rayonnent vers la périphérie du massif, aucune coulée de lave n'a été signalée.

Methana, à 7 kilomètres au sud-ouest d'Ægina, rappelle davantage par sa forme l'aspect d'un volcan. Elle est à peine reliée à la péninsule d'Argos par un isthme large de 300 mètres. Sa base est vaguement circulaire avec pointes vers l'ouest et le sud, elle mesure 7 kilomètres de diamètre : elle est flanquée au nord-ouest et au sud (au point où se trouve l'isthme) par des masses de calcaires crétacées semblables à ceux d'Ægina et des autres îles voisines.

Les roches éruptives qui forment la masse principale de la presqu'île sont des andésites à hypersthène, sombres, compactes, à grain fin. Elles se dressent en contreforts plus ou moins réguliers, dominés par le mont Chelona (760 mètres) au centre de l'île. La forme conique de Methana et les innombrables blocs scoriacés, tantôt accumulés, tantôt étalés comme des coulées de laves, qui couvrent le Chelona, ont fait supposer que le cône central était un volcan ayant eu des explosions importantes. Mais ce n'est pas au sommet de la montagne que les évents volcaniques se sont formés. Reiss et Stübel ont décrit une plaine « cratériforme » au nord-ouest du Chelona. Washington signale dans la partie orientale de l'île, près du bord de la mer, une autre plaine, au centre de laquelle quelques massifs éruptifs s'élèvent en forme de dôme. La masse volcanique la mieux caractérisée se dresse au nord-ouest de l'île : elle est connue sous le nom de Kaïmeni Petra, la « Pierre brûlée ». La montagne conique (417 mètres) est composée de blocs de lave entassés ; à son pied, une coulée d'aspect

frais et récent s'étend vers le nord-ouest jusque dans la mer sur une épaisseur de 100 à 150 mètres. Un cratère de 60 à 80 mètres de profondeur, aux bords dentelés, au fond envahi par une merveilleuse végétation, s'ouvre au sommet du massif conique.

Les géologues s'accordent pour voir dans Kaïmeni Petra le lieu d'éruption dont parlent les géographes et les poètes de l'antiquité. C'est là que, 300 ans avant l'ère chrétienne, les forces volcaniques se révélèrent tout à coup. Il semble que la montagne n'était formée tout d'abord que par une accumulation de matière visqueuse [OVIDE, *Métamorphose*, XV], sans ouverture apparente, un « cumulo-volcan », semblable à celui qui s'est formé en 1866 dans la baie de Santorin. Des explosions auraient ensuite percé un cratère, avec projections, éclairs, dégagement de chaleur tel « que la mer bouillonnait sur un espace de cinq stades » [STRABON, *Géographie*, I], émanations abondantes de gaz sulfuré et émersion d'énormes récifs dans le voisinage. Il ne reste aujourd'hui de ces manifestations volcaniques que quelques sources sulfureuses chaudes d'où s'échappent des bulles d'acide carbonique. Les roches du Chelona semblent d'origine plus récente que celles d'Ægina. La lave de Kaïmeni Petra a une grande analogie avec celle des cimes du Chelona, quoique de longs siècles semblent séparer leur épanchement au dehors.

La chaîne volcanique semble se poursuivre encore vers le nord-ouest jusque dans l'isthme de Corinthe. Au versant méridional du Geranéia, quelques dacites ont percé les roches tertiaires, mais le point le plus intéressant des environs est la célèbre soufrière de *Sousaki*, située au fond d'un ravin pittoresque, à quelques kilomètres au nord de Kalamaki, sur le bord du détroit de Corinthe. Les calcaires, probablement pliocènes, ont été percés et métamorphisés en cet endroit par des masses et de gabbro, dont l'apparition fut sans doute accompagnée d'un dégagement considérable de gaz. Partout les roches, tant sédimentaires qu'éruptives, sont fortement altérées par les émanations gazeuses. Encore aujourd'hui, les dégagements sont intenses. Le gaz s'échappe par toutes les fissures des roches. La plus haute température atteinte est 37 degrés centigrades. L'hydrogène sulfuré se révèle en quelques points et l'on a même tenté l'exploitation du soufre qu'il avait déposé. Mais le gaz le plus abondant est l'acide carbonique. La terre en rejette sans cesse

en quantité effrayante. L'excavation la plus vaste, d'où s'épanche le gaz, est semblable à la grotte du chien près de Naples, mais la température y est plus élevée, le dégagement plus considérable. « L'acide carbonique, dont le pouvoir réfringeant est supérieur à celui de l'air, est, grâce à cette circonstance, parfaitement visible. On le voit couler comme un liquide du fond de la cavité vers l'entrée et s'épancher au dehors le long des flancs du ravin », dit Fouqué. D'après Stübel, la formation des gaz serait due non à une action volcanique, mais à la décomposition du gabbro.

Bibliographie

LIVRES

PUILLON DE BOBLAYE et TH. VIRLET. *Expédition scientifique de Morée.* T. II, 2e partie. *Géologie et Minéralogie.* Atlas, avec carte géol. Paris, 1833.

FIEDLER (G.-K.). *Reise durch alle Teile des Königreiches Griechenland (1834-1837)*, Leipzig, 1840-41.

ROSS (L.). *Reisen auf den griechischen Inseln des ägaischen Meeres.* 1840.

SAUVAGE. *Description géologique de l'île de Milo.* Carte. Ann. des Mines. Ser. IV. X 1846, p. 69-100. Paris, 1846.

LEYCESTER (E.-M.). *Some Account of the Volcanic Group of Milo, Anti-Milo, etc.* Journ. roy. Geogr. Soc. Vol. 22. London, 1852, p. 201-227. Carte.

DE CIGALLA. *Sur les îles Christiana.* Dans la revue athénienne : Nouvelle Pandore, du 15 mars 1863. Article résumé par KIND dans Peterm. Mittheil., 1863, p. 234-235.

VON SEEBACH (K.). *Ueber den Vulkan von Santorin und die Eruption von 1866.* Göttingen 1867. Carte et planches. — *Ueber die Eruption bei Methana im dritten Jahrhundert von Chr. Geb.* Zeits. Deuts. geol. Gesell. XXI, p. 275-280. Berlin 1869.

FOUQUÉ (F.). *Les anciens volcans de la Grèce.* Revue des Deux Mondes. Janvier 1867, p. 470. Paris. — *Santorin et ses éruptions.*

Paris 1879. Ouvrage capital sur le volcan. Analyse des ouvrages précédents. Consciencieuses études personnelles. Carte géol. au 1 : 96,000. Fig., profils, coupes, etc. La matière des articles publiés par l'auteur dans de nombreuses revues avant l'apparition de ce livre y étant contenue, il est inutile de signaler ces articles ici.

FRITSCH (K. v.), W. REISS et A. STUBEL. *Santorin und die Kameni-Inseln*. Heidelberg 1867. Carte au 1 : 100,000 et planches.

STÜBEL. *Das supran und submarine Gebirge von Santorin*. Leipzig, 1868.

REISS (W.) et A. STÜBEL. *Ausflug nach Aegina und Methana*. Heidelberg, 1867. Carte géol. à 1 : 150,000. — *Geschichte und Beschreibung der vulkanischen Ausbrüche bei Santorin*. Heidelberg, 1868.

FRITSCH (K. v.). *Geologische Beschreibung des Ringgebirges von Santorin*. Zeitschr. Deuts. geol. Gesell. XXIII. Berlin, 1871, p. 125-213. Un article sur Nea Kameni dans Mitteil. d. Ver, f. Erdk. Halle, 1885, p. 27.

GORCEIX (H.). Articles nombreux sur Nisyros et Kos. Comptes-rendus des séances de l'Acad. des sciences. Paris, vol. 77, 1873, p. 597, 1039 et 1474; vol. 78, 1874, p. 444, 565 et 1309. Bull. Soc. géol. de France Paris, 1873-74, p. 145 et 398. Annales scientif. de l'école normale sup., série II, vol. V, p. 205-216. Carte, coupes, plans. Paris, 1876. Annales de chimie et de physique, t. II, 5e série, p. 33-354. Paris, 1874. L'Institut, 1873, p. 289, 299, 343, et 1874, p. 78.

HOERNES (R.). *Geologischer Bau der Insel Samothrake*. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Cl., XXXIII, 1874, 2 Abth. p. 1-12, carte, 1 pl.

DOELTER (C.). *Trachyte von der Insel Kos*. Verhandl. k. k. geol. Reischsanst. Wien, 1875, p. 233-234.

NEUMAYR (M.). *Uber den Geologischen Bau der Insel Kos und über die Gliederung der Jungtertiären Binnenablagerungen des Archipels*, Denksch. k. Akad. d. Wissens. Wien, Mathem-naturw., Cl. XL. 1879, p. 213-314. Carte géol. au 1 : 120,000.

NEUMANN und PARTSCH. *Physikalische Geographie von Griechenland*. Breslau 1885.

VOM RATH (G.). *Einige geologische Wahrnehmungen in Griechenland*. Sitzungsber. d. naturw. Ver. der Rheinl. 1887. S. 47-66 et 77-106.

EHRENBURG (K.). *Die Inselgruppe von Milos.* Leipzig. 1889. Carte géol. au 1 : 100.000.

HOFMANN (R.), *Antimon-und Arsen-Erzbergbau « Allchar » in Macedonien.* Oesterr. Zeitsch. f. Berg-und Hüttenwesen, XXXIX, 1891, nº 16, pl. VI, carte.

PHILIPPSON (A.). *Der Peloponnes*, Berlin, 1892. Cartes. — *La tectonique de l'Egéide.* Annales de Géogr. VII. Paris, 1898, p. 112-141. Planche. — *Der Gebirgsbau der Agäis und seine allgemeineren Beziehungen.* Verh. d. VII. Internat. Geographen-Kongresses Berlin, 1899. Berlin 1901. II, p. 181-191. — *Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt.* 4 cartes. 172 p. Peterm. Mitt. Ergäng. nº 134. Gotha, 1901. — *Uber den Stand der geologischen Kenntnis von Griechenland.* Comptes rendus de la IXe session du Congr. géol. intern. Vienne, 1903. 1er fascicule, p. 371-382. Vienne, 1904.

GOBANTZ (A.). Un article sur Milos. Osterr. Zeitschr. f. Berg-und Hüttenw. 1892, p. 18.

WASHINGTON (H.-S.). *A petrographical sketch of Aegina and Methana.* Journ. of Geology. Chicago, 1894, vol. II, p. 789-813. Carte géol. 1905, vol. III, p. 21-46 et 138-168.

LACROIX (A.). *Sur la découverte d'un gisement d'empreintes végétales dans les cendres volcaniques anciennes de l'île de Thera (Santorïn).* Comptes rendus de l'Ac. d. S. nº 123. Paris, 1896, p. 656-659. — *Sur les minéraux... formés... aux dépens des andésites de l'île de Thera.* C. R. de l'A. S. nº 125. Paris, 1897, p. 1189-1191.

HILLER VON GAERTRINGEN (P.). *Thera Untersuchungen, Vermessungen und Ausgrabungen in den Jahren 1895-1898.* 3 volumes avec un atlas. Berlin, 1899. Un grand nombre de savants ont collaboré à ce travail sur Santorin. A. Philippson en a fait la partie géologique. La carte géologique est à 1 : 80,000.

DE LAUNAY (L.). *Etudes géologiques sur la Mer Egée...* Annales des Mines, 9e série. XIII. Paris, 1898, p. 157-319, pl. I-IV, carte géol. — *Observations sur les directions des plissements de la Mer Egée.* Comptes rendus des séances de la Soc. géol. de France. Paris, 3e série. t. XX, p. 66, avril 1892.

CVIJIC (J.). *Researches in Macedonia and Southern Albania*, Geogr. Journ. XVI, 1900, p. 215-219.

NEGRIS (PH.). *Plissements et Dislocations de l'écorce terrestre en Grèce.* Cartes. Athènes, 1901.

BRUNHUBER. *Ein Besuch von Santorin*. Ber. d. naturw. Ver. Regensburg IX. 1903, p. 61-73. Planches.

CAYEUX (L.). *Les lignes directrices des plissements de l'île de Crète*. Congrès géol. int. Comptes-rendus de la IXe session. Vienne. 1903, 1er fascicule, p. 383-392. 2 fig., croquis à 1 : 1,500,000. Vienne, 1904.

DEPRAT (J.). *Etude géologique et pétrographique de l'île d'Eubée*. Figures, coupes, croquis. pl., carte géol. à 1 : 300,000. Besançon, 1904. — *Note sur la géologie du Pélion et sur l'influence exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Egéide*. Bull. Soc. géol. de France. IVe sér., p. 299-338, fig., carte géol., coupes. Paris, 1904.

HAUTTECŒUR (H.). *L'île de Santorin*. Bull. Soc. belge de Géogr., n° 6, 1904, p. 413 et n° 1, 1905, p. 47. Bruxelles, 1904 et 1905.,

TOULA (J.). *Der gegenwärtige Stand der geologischen Erforschung der Balkanhalbinsel und des Orients*. Comptes rendus du IXe Congrès géol. intern. de Vienne, 1903, 1e fasc., p. 175-330. Vienne, 1904.

Voir pour l'Egéide orientale, Bibliogr. de « l'Asie mineure ». Ire partie, p. 125.

CARTES

Dans les ouvrages précités, voir surtout les cartes de Philippson. *Beiträge zur Kenntnis des griechischen Inselwelt;* elles sont à 1 : 300,000, Santorin et Milo compris.

Carte géolog. intern. de l'Europe à 1 : 1,500,000.

Le GRASSI MUSEUM de Leipzig possède six reliefs de Santorin, exécutés par Stübel.

CHAPITRE II.

ITALIE ET SICILE.

Grâce à leurs monts fumants, le Vésuve, l'Etna et quelques-unes des îles Lipari, qui, pendant toute la période historique, n'ont cessé de vomir des laves et de projeter des cendres et des blocs éruptifs, grâce aux autres massifs volcaniques dont l'homme ne connut peut-être pas les colères, mais que la science fait revivre aujourd'hui, grâce aux salses, aux solfatares, aux mofettes, qui, le long de l'Apennin et dans les collines siciliennes rejettent au de hors des boues ou des gaz méphitiques, l'Italie et la Sicile, avec le cortège des îles qui les entourent, sont devenues, à bon droit, les terres classiques du volcanisme. Cette primauté leur était fatalement réservée, tant par leur position au centre de la Méditerranée, qui eut dans l'histoire des hommes une importance capitale, que par le grand nombre des évents volcaniques qu'elles possédent, la variété de leurs formations et de leurs produits, leur activité, leur aspect, leur beauté. De tous temps l'attention des hommes fut attirée vers ces monts, sièges de phénomènes grandioses, soit qu'ils y vissent les manifestations des forces divines, qu'ils vinssent y chercher l'explication d'un des phénomènes les plus redoutables et les plus mystérieux encore de l'évolution du globe terrestre, ou simplement l'émotion que procure à l'artiste les grands spectacles de la nature.

L'Italie et la Sicile avec les îles qui les avoisinent, les Ponza, Ischia, Capri, les Lipari et les Egades, Pantellaria, Malte, Linosa et Lampedusa et peut-être aussi la Sardaigne, la Corse et l'Archipel toscan, font partie d'un même système, non seulement par le voisinage

de leurs volcans et les théories qui les ont embrassés dans une même conception, mais encore par leur relief, leurs formations géologiques et surtout par les phénomènes tectoniques, plissements et dislocations auxquels elles ont été soumises.

Dans ses grands traits orographiques, ce système est assez simple et présente d'un bout à l'autre une grande homogénéité. C'est une longue échine sinueuse de 1,500 kilomètres, d'une largeur moyenne de 100 kilomètres, se détachant des Alpes maritimes au nord-ouest pour aller se relier par des plateaux sous-marins aux chaînes de l'Atlas tunisien. Mais que de variétés pittoresques dans ce grand ensemble! Simple arête d'abord en Ligurie, abrupte et ravinée, d'un millier de mètres d'élévation moyenne, la chaîne se relève et se divise pour former l'Apennin étrusque, aux nombreuses crêtes parallèles, entre lesquelles s'étendent de charmantes vallées. Quelques sommets, dépassant ici la zone des forêts, atteignent 2,000 mètres d'altitude. Vers le sud-est, dans les Abruzzes et le Napolitain, de larges et puissants massifs, des plateaux à l'aspect karstique, profondément découpés par les rivières ou séparés par des bassins lacustres, font suite aux chaînes toscanes. Cette région de l'Italie centrale est assez chaotique, et les massifs s'y succèdent et s'y relient sans alignement bien marqué. La plupart des volcans italiens se sont édifiés sur leur versant occidental; toutefois le Vultur, isolé au milieu des sédiments secondaires et tertiaires, se dresse sur le versant opposé en face des plaines de Foggio et des *tavoliere*, « tables » basses et uniformes qui prolongent l'Italie dans la direction de Corfou. Aux monts du Napolitain font suite les massifs sauvages de la Calabre, à la structure cristalline. La chaîne s'est rétrécie, mais non abaissée. Les dômes arrondis et boisés de la Sila s'élèvent à 1,500, 1,700 et même 1,900 mètres au-dessus des eaux; les pointes de l'Aspromonte à 1,938 mètres. Puis la chaîne recommence au delà du détroit de Messine, formée des monts Nébrodici (1,846 mètres), du massif découpé de la Madonie (1,975 mètres), des collines et des bas plateaux de la Sicile occidentale. Au nord elle est bordée par le groupe volcanique des Lipari. Au versant méridional des Nebrodici, l'Etna, le géant des monts italiens, domine la plainte de Catane et les eaux de la mer Ionienne. Plus loin vers le sud, sur le plateau sous-marin de la mer de Sicile, quelques monts volcaniques élèvent encore leurs produits au-dessus des eaux.

Quant à la Corse et la Sardaigne, elles s'alignent rigidement du nord au sud, formant un ourlet, un bombement régulier à la partie supérieure très dechiquetée toutefois, et se relient, au nord aux avant-monts toscans, au sud aux chaînes de l'Atlas par des plateaux sous-marins.

Par l'élégance de son allure générale, la succession des arêtes montagneuses de ses plateaux et de ses massifs, la disposition des vallées, des lacs, des promontoires et des plages, par l'ensemble des phénomènes géographiques qui la caractérisent, l'Italie, avec son cortège d'îles et de petits archipels, a pu justement être considérée comme le terme de passage entre la joyeuse Égéide, morcelée et variée à l'infini, et la grave Ibérie aux formes massives.

Les dépressions marines qui bordent ce système et dont les effondrements lui ont, en grande partie, donné son aspect actuel, se disposent par rapport à l'alignement général des terres d'une façon assez symétrique.

La mer Thyrénienne, si admirablement régulière, et le golfe de Ligurie, prolongement nord-oriental de la vaste mer des Baléares, baignent toute la partie que l'on pourrait considérer comme interne, par rapport au système montagneux. Les deux cavités descendent rapidement à des profondeurs de 3,000 mètres, excepté toutefois au voisinage des îles toscanes dont le socle sous-marin unit au continent la chaîne formée par la Corse et la Sardaigne. A moins de 50 kilomètres des côtes de Calabre, la mer Thyrénienne offre des fonds de plus de 1,000 mètres. La grande cavité triangulaire semble avoir formé sur ses bords, lors de son effondrement une succession de cuvettes secondaires entaillant la côte de golfes et de baies arrondis, bien marqués dans l'Italie méridionale.

La mer Ionienne, plus vaste et non moins profonde que la mer Thyrénienne, n'eut certes pas la même importance dans la formation du système italien ; elle n'en baigne d'ailleurs qu'une faible étendue de côtes, du golfe de Tarente à la pointe sud-orientale de la Sicile. Mais c'est de son côté que se trouvent l'Etna et les mont Hybléens aux roches basaltiques. Si, comme le supposent la plupart des géologues, le retrait et l'effondrement subséquent de l'écorce terrestre est la cause de la sortie au jour de matières fluides contenues à l'intérieur du globe, il est permis de penser que la formation de la cavité ionienne eut dans l'apparition des laves de l'Etna et des autres roches volca-

niques de la Sicile, une part d'influence aussi considérable que celle de la mer Thyrénienne.

Comparées aux grandes profondeurs des mers Thyrénienne et Ionienne celles de l'Adriatique et de la mer de Sicile sont peu importantes. Le sol de ces mers forme des terrasses assez élevées dont la longue péninsule italienne et l'île triangulaire ne sont que les parties les plus saillantes. Le bassin de l'Adriatique n'a que 200 mètres de profondeür moyenne. La fosse qui s'ouvre à l'ouest du Monténégro descend à plus de 1,000 mètres au-dessous du niveau des eaux, mais elle n'a que peu d'étendue. Avec la plaine du Pô qui la continue vers le nord-ouest, l'Adriatique forme un vaste géosynclinal où s'accumulent les assises modernes, marines et fluviales.

La mer de Sicile ne compte également que 200 à 300 mètres de profondeur moyenne. La terrasse qui lui sert de fond domine presque abruptement les mers Thyrénienne et Ionienne. Le bord sous-marin prolonge les rivages de la Sicile, d'un côté vers l'ouest pour les relier aux côtes tunisiennes, de l'autre, vers le sud, parallèlement au méridien vers les rives de la Tripolitaine. Toutefois, une vaste coupure creuse cette terrasse d'un profond sillon (plus de 1,000 mètres) aligné parallèlement au bord méridional de la Sicile entre Pantellaria et Malte.

La plupart des formations géologiques prennent part à la constitution du sol de l'Italie et de la Sicile. Quoique ces deux régions commencent à peine à faire le sujet d'une étude méthodique, elles sont pourtant assez connues dans leurs grands traits pour qu'on ait pu en indiquer la géologie et la tectonique générales.

Toute la partie méridionale de la longue péninsule et la presqu'île nord-orientale de l'île qui la prolonge, de la vallée du Crati en Calabre septentrionale aux monts Pélores ou Peloritains qui dominent Messine, sont formées par des gneiss, des granits et des schistes, probablement archéens. Les terrains primaires sont peu représentés. En Toscane, dans les Alpes apuannes notamment, dans les monts pisans et les collines qui s'élèvent au midi de Sienne, on en a trouvé quelques massifs importants, formés d'assises siluriennes, carbonifères et surtout permiennes. Quelques lambeaux de terrains semblables ont été signalés également en Calabre et en Sicile. La plupart des géologues voient dans ces roches cristallines et primaires, les restes d'une Thy-

rénide aujourd'hui disparue, vaste massif qui non seulement occupait l'emplacement de la mer thyrénienne mais se prolongeait également vers l'occident dans la mer des Baléares. La Corse, la Sardaigne et les îles toscanes, aux roches granitiques et schisteuses anciennes, auraient résisté, de même que les massifs calabrais et toscans à l'effondrement complet du système. C'est contre ce massif résistant que se sont formés les plis de l'Italie et de la Sicile.

Les terrains triasiques et jurassiques sont plus abondamment représentés que les terrains primaires. Ils entourent comme des auréoles les massifs antérieurs de la Toscane, pointent en crêtes et s'alignent presque en chaînes au-dessus des sédiments plus récents de l'Apennin étrusque et surtout des monts Sabins. C'est également leurs assises qui forment la charpente de la chaîne dont la presqu'île de Sorrente est la partie occidentale. Mais c'est surtout en Basilicate et en Sicile que ces terrains prennent de l'importance. Ils forment en ces provinces de nombreux plissements qui sont venus se mouler contre le noyau archéen de Calabre et des monts Pélores. Ces plis se reliaient probablement vers l'orient, entourant le noyau à l'est; l'effondrement de la mer Ionienne en aurait fait disparaître la majeure partie.

Vers l'ouest, le raccordement des chaînes siciliennes à celles de l'Atlas tunisien semble également probable, mais les rapports qui existent entre les deux régions sont assez complexes; ils ont fait le sujet d'une des questions les plus délicates et les plus discutées de la géologie et les opinions des savants qui se sont attachés à la résoudre, ont varié avec le degré de connaissance qu'ils avaient de la structure de l'écorce en ce point du globe, et surtout avec les conceptions générales qui dominent la science tectonique.

Coquand et Suess supposèrent d'abord qu'avant la formation du détroit qui s'étend du cap Bon au promontoire de Marsala, les chaînes des deux contrées se raccordaient simplement et directement. Mais une étude plus approfondie de l'allure des plis vint bientôt compliquer et même combattre cette manière de voir. E. Haug fit remarquer que s'il y avait raccordement entre les plis siciliens et tunisiens ce ne pouvait être que par rebroussement. En effet, les plis siciliens, qui d'une façon générale se dirigent de l'est à l'ouest, dévient et déjà en Sicile occidentale ils s'alignent vers le nord-ouest. Dans les îles Egades ils sont franchement dirigés vers le nord-nord-ouest. De même en Tunisie, les plis d'abord dirigés du sud-ouest au nord-est, prennent

peu à peu une direction nord. Les deux faisceaux de rides montagneuses ne pouvaient donc se relier qu'en formant au sud de la Sardaigne un angle très aigu ouvert vers le sud-est. Le savant français allait plus loin. Malgré les ressemblances que présente le sol des deux contrées, les dissemblances qu'il y voyait, soit dans la composition des terrains, soit surtout dans la présence ou l'absence chez l'une de ces régions de couches caractéristiques chez l'autre, lui paraissaient suffisantes pour assurer qu'il n'existait aucun lien entre les deux régions. Il voyait au contraire assez de similitude entre l'Apennin romain et les montagnes tunisiennes pour faire passer à travers la mer Thyrénienne, la chaîne intermédiaire entre les Alpes et l'Atlas.

Mais, quelque temps après, le problème se posait à nouveau et avec d'autres éléments. La plupart des terrains secondaires de la Sicile étaient reconnus comme formant des ***lambeaux de recouvrement,*** paquets sédimentaires reposant sur un substratum de hasard, dans ce cas-ci plus récents. Ces masses isolées, que l'on avait prises pour des îlots entourés de terrains plus jeunes, forment les restes d'une, ou de plusieurs ***nappes de charriage***, c'est-à-dire de vastes plis, fortement couchés, parfois jusqu'au delà de l'horizontale, étirés et plus ou moins plissés par les efforts tangentiels, morcelés par les érosions, pareilles à celles qui ont formé la plus grande partie des Alpes et des Carpathes.

D'après Lugeon et Argand, des lentilles de roches triasiques et jurassiques ont été entraînées par une immense coulée d'argile éocène, dont l'origine serait sous la mer Thyrénienne et la partie antérieure sous la mer de Sicile. A cette nappe, qui recouvrait probablement toute la Sicile, il faut peut-être rattacher les lambeaux que Termier vient de trouver dans le Djebel Ouenza près de la frontière de Tunisie et d'Algérie. [C. R. Ac. d. S. Paris, juillet 1906, p. 137.] Lugeon et Argand voient même des masses charriées dans les schistes primaires des monts Pélores et n'hésitent pas à dire que « tout l'ensemble de l'arc cristallin de Calabre doit être considéré comme un arc de charriage. » [HAUG, LUGEON et ARGAND, C. R. Ac. d. S. Paris, avril 1906, p. 966 et 1001 et mai, p. 1105 et 1107].

Quoi qu'il en soit, c'est précisément dans ces terrains secondaires charriés que résidaient les différences essentielles entre Tunisie et Sicile. Les terrains que l'on peut considérer comme autochtones des deux régions présentent les plus grandes affinités. Il faut donc en revenir à la première façon de voir, quelque peu modifiée, il est vrai.

C'est en Sicile qu'il faut chercher les chaînes intermédiaires entre Alpes et Atlas. Mais le raccordement se fait par un angle de rebroussement. De plus, toute cette région a été soumise à des phénomènes de plissements et de bouleversements intenses dont témoignent les lambeaux de recouvrement.

La charpente du système italo-sicilien est essentiellement constituée par les terrains de formation crétacée et tertiaire, éocène surtout. Sans compter les roches volcaniques, presqu'exclusivement éogènes et quaternaires, les matériaux postérieurs au début du tertiaire entrent pour les deux tiers dans la composition du sol de l'Italie, pour les quatre cinquièmes dans celle des terrains siciliens. Les puissantes masses de calcaires crétacés, alternant avec quelques couches de schistes et de grès, dominent de loin en loin les assises éocènes des Apennins étrusques qu'elles supportent. Elles se développent largement dans les plateaux abruzzes, les monts Sabins et se prolongent vers la Basilicate à travers toute la Campanie. Quelques « paquets » ont été signalés aux versants orientaux de la Sila et de l'Aspromonte. En Sicile le calcaire est moins apparent. Toutefois il se rencontre soit avec le Trias et le Jura aux plissements desquels il a participé, soit isolé au milieu des sédiments tertiaires.

Les plateaux uniformes de l'Apulie, les contreforts du Gargano dont le soubassement est jurassique et le petit anticlinal de Conero au sud d'Ancône, sont également de formation crétacée; mais leur relation avec les masses apennines ne sont pas bien connues. Il semblerait, vu leur disposition générale du sud-est au nord-ouest, leur structure, les mollusques qu'elles renferment, les *piétré néré*, roches caractéristiques mêlées à leur constitution, que ces formations de l'Italie orientale se rattachent géologiquement aux chaînes dinariques qui dominent à l'est la fosse adriatique. Les plis des Alpes illyriques se dirigeaient probablement à travers la mer pour venir s'insérer dans l'Apennin. Peut-être se moulaient-ils également autour d'un ancien noyau; on peut croire qu'il y eut une Adriatide dont témoigneraient les sables de provenance archéenne que les vagues lancent souvent sur les plages de l'Italie orientale et les fragments de schistes cristallins que contiennent les conglomérats tertiaires des monts Pesaro et les marnes miocènes de la Romagne méridionale.

Tous les Apennins ligures et toscans sont formés de puissantes couches d'argiles éocènes fortement plissées. Entre Pise et Florence,

M. de Stefani a compté 28 plis se décrochant en coulisse et entre lesquels s'écoulent les rivières. L'éocène se montre encore en masses compactes dans la partie méridionale des Abruzzes, en Campanie et en Basilicate. Mais ses plissements sont ici peu distincts, morcelés et décrochés par les fractures. En Sicile, les monts Nébrodici et quelques collines à l'ouest appartiennent également en majeure partie à ces formations.

Les dernières assises tertiaires et les dépôts quaternaires, très importants encore, s'étendent surtout sur le versant extérieur de l'arc montagneux dans l'Émilie, les Marches, les Abruzzes et l'Apulie, séparant les formations antérieures de l'Apennin et des régions qui appartiennent au domaine illyrique. Toutefois la mer pliocène s'est avancée fort loin dans l'intérieur du côté occidental et ses dépôts ont comblé les dépressions et relié les divers massifs toscans. En Sicile, les formations du tertiaire moyen et supérieur s'étendent surtout dans la partie méridionale. Ils ont ennoyé en grande partie les plissements déjà formés; par leur constitution ils ont quelque analogie avec les dépôts du bassin parisien. Vers le sud on les retrouve dans les îles de Malte et de Gozzo. Ces terrains postérieurs à l'éocène ne sont pas plissés mais ils ont toutefois subi à diverses reprises de fortes oscillations. Les dernières ont porté le pleistocène jusqu'à plus de 1,000 mètres d'altitude (SABATINI).

L'Italie et la Sicile sont des pays jeunes. Ils forment peut-être le système montagneux le plus récent de la planète. Quel qu'ait été l'état de cette partie de la Terre pendant les premiers âges de sa consolidation, elle doit sa configuration actuelle à deux grands phénomènes tectoniques postérieurs aux temps secondaires : des plissements et soulèvements se reliant aux grands efforts qui ont constitué les chaînes alpines et des effondrements appartenant au groupe d'affaissements méditerranéens.

C'est au déclin des temps éocènes, peut-être en même temps que se formaient les Pyrénées, qu'eurent lieu les principaux plissements italiens et que s'esquissa la longue arête montagneuse. Plus tard le domaine continental s'accrut encore par le soulèvement des assises du tertiaire moyen et supérieur et du quaternaire. Mais ces derniers mouvements ne déplacèrent les terrains que dans un sens vertical; on n'a point constaté de plissement parmi les sédiments qui les composent.

Il faut encore ajouter quelques mouvements d'oscillation locaux qui se sont produits même pendant la période historique; la plupart des volcans du système en ont subi les effets.

Quant aux nappes de charriage, leur formation fut post-éocène, puisque les argiles de cette époque ont participé à leur déplacement. Mais il ne nous est pas possible encore de fixer exactement leur lieu d'origine, d'expliquer leur formation, leurs déplacements et morcellements, ni d'indiquer leurs rapports avec la tectonique générale de la région et ce qui pour nous serait surtout intéressant, les relations qu'elles pourraient avoir avec le volcanisme; la chaîne des Lipari et Ustica ne se trouvent-elles pas au nord de la Sicile, du côté d'où sont venues les nappes, et l'Etna ne s'est-il pas édifié à travers ces nappes si, comme le dit Termier, des lambeaux de recouvrement se trouvent au midi du volcan?

Les dislocations et effondrements de la Thyrénide débutèrent sans doute vers la fin des temps secondaires; elles ne s'achevèrent qu'avec le quaternaire, comme l'atteste la riche faune de mammifères trouvée dans l'îlot de Pianosa (au sud de l'île d'Elbe) où le lapin subsiste aujourd'hui à grand'peine. C'est parce que la Thyrénide s'affaissait et se morcelait peu à peu, dit A. de Lapparent, que les terrains récents de l'Apennin ne se sont pas dressés contre elle en rides montagneuses, mais se sont soulevées comme par un mouvement de bascule. En même temps que se produisait ce vaste affaissement, des cirques d'effondrement secondaires se formaient en certains points de la périphérie, creusant les côtes de vastes golfes et baies limités par des promontoires faisant partie de l'écorce primitive et dont les bords sont souvent abrupts; la presqu'île de Sorente et l'île de Capri qui la prolonge constituent un de c ɩshorsts, nettement découpé par la baie de Naples au nord, par celle de Salerne au midi. Dans l'intérieur des terres, des failles considérables prolongeaient ou accompagnaient ces affaissements; la partie méridionale de la péninsule italienne fut particulièrement déchirée. Ne faut-il pas voir dans la fréquence et l'ampleur des tremblements de terre qui, de nos jours, désolent encore à chaque instant la Calabre la continuation du phénomène? Ces secousses nous indiquent peut-être que le sol est encore en voie de modification.

La formation du bassin thyrénien fut sans doute accompagnée de celle du bassin de la mer Ionienne. Mais les recherches sont ici plus

difficiles, toute trace d'ancien continent ayant absolument disparu. De ce côté, des dépressions secondaires jalonnent également les bords de la grande cavité, et la plaine de Catane peut être prise comme exemple. Nul doute que toute la région où s'est élevé l'Etna et la plaine fertile qui s'étend au midi formaient encore une même baie de la mer aux âges pliocènes et même quaternaires.

La formation de l'Adriatique et de la mer de Sicile paraît postérieure à celle de la merThyrénienne. L'existence de la fosse adriatique, du moins dans sa partie occidentale, ne doit pas remonter plus haut que le pliocène, puisqu'on observe des tufs calcaires au-dessus de ces terrains dans les îles Pianosa et Trimiti qui s'élèvent au nord du Monte Gargano, au sud-ouest des îles dalmates. La Sicile, Malte et la Tunisie étaient encore réunies à la fin des temps tertiaires, comme l'attestent les fossiles trouvés de côté et d'autre. Malte et les îles voisines ne sont que les fragments d'un horst faillé et morcelé. Dans les anfractuosités des roches on a trouvé des restes de grands mammifères.

Les produits volcaniques de l'Italie et de la Sicile se sont présentés au jour sous des formes diverses et à des époques différentes. Mais ce sont surtout les volcans proprement dits, monts à cratère ayant vomi des laves et les salses ou volcans de boue, qui caractérisent les deux régions. De plus, la venue au jour des matériaux qui constituent ces appareils eut lieu, autant qu'on peut s'en rendre compte, depuis le milieu des temps tertiaires et pour la plupart d'entre eux elle se prolonge encore de nos jours.

Quelques roches éruptives d'âge permien ou triasique se montrent en Toscane; elles font partie, avec les granits, les porphyres et les diverses variétés dioritiques de la Corse, du grand massif thyrénien. Dans les Apennins étrusques et dans les « Monts métallifères », c'est-à-dire les collines de la Toscane centrale et sud-occidentale, les roches ophitiques sont très developpées; leur âge est très discuté ; quelques-uns placent leur formation aux temps crétacés, d'autres aux temps éocènes. D'après Traverso il y aurait dans l'apparition des roches éruptives de l'Apennin étrusque une certaine régularité. L'ordre de formation serait le suivant : lherzolites et serpentines, euphotides et diabases, granits et microgranulites c'est-à-dire de roches de plus en plus acides, comme si le magma qui les avait produit se fut successivement enrichi en silice [A. DE LAPPARENT]. De plus des veines

métallifères généralement contemporaines de ces formations, se ramifient en un immense réseau dans les sédiments toscans et les sources thermales et minérales en une infinie variété y jaillissent de toutes parts. La Toscane possède à elle seule près du quart des sources médicinales de l'Italie et des îles voisines et quelques-unes, telles celles du Monte Catini, celles de San Giuliana, et les « Bagni di Lucca » au nord de Pise sont universellement célèbres. Ces sources sont généralement en rapport avec les filons métallifères, mais un grand nombre d'entre elles doit toutefois être relié aux volcans modernes.

Mais toutes ces formations, dykes, culots ou filons, nous paraissent rudimentaires. Il semble que, par ces diverses manifestations. les masses ignées internes se soient essayé, en ce point de la Terre, au grand travail qu'elles allaient accomplir plus tard en édifiant les nombreux massifs volcaniques qui se disposent vers le sud, le long du système montagneux.

Les volcans de l'Italie et de la Sicile forment, en effet, un ensemble remarquable, dans lequel chaque partie garde une individualité bien nette. Leur disposition le long de l'axe montagneux, leur âge à peu près semblable et surtout les relations qu'ils paraissent avoir avec les phénomènes tectoniques qui ont amené la formation du système les relient évidemment. Mais que de variétés dans les produits rejetés, la position, l'aspect et le mode d'éruption de chacun d'eux ! Comme terme de passage entre l'ensemble et le détail, on peut considérer des groupes secondaires, formés par un ou plusieurs de ces appareils réunis suivant tel ou tel caractère.

On a cru voir dans l'alignement géométrique de certains volcans un argument en faveur d'une communauté de rapport. Telle la ligne qui joint le Vultur aux îles Ponza, par le Vésuve, les Champs Phlégréens et Ventotene; celle, plus célèbre, qui réunit le Vésuve à l'Etna par Stromboli ou Lipari et Volcano ; certains auteurs attachent également quelque importance aux alignements parallèles du Rocca Monfina — Vésuve et îles Ponza — Champs Phlégréens; d'autres ont même vu dans la succession des massifs. Lipari, Volcano, Etna, monts Hybléens et Pantellaria, autant de fournaises formant un demi-cercle volcanique. Mais quoi qu'il y ait de vrai dans ces remarques, elles semblent bien ne résulter que d'un examen superficiel des rapports des volcans, entre eux et avec les contrées environnantes, car elles ne tiennent compte ni du voisinage des foyers, ni de leur position relati-

vement à l'axe montagneux ou aux bassins d'effondrements, ni de la similitude ou diversité des produits.

La première remarque générale que l'on peut faire en considérant les volcans italiens et siciliens, c'est leur position aux deux côtés de l'axe montagneux et sur les bords des cuvettes marines.

Les monts volcaniques de la Toscane méridionale, de la province romaine et de la Campanie, avec les îles qui s'étendent vers le large, jalonnent le flanc interne du système orographique, tout morcelé de cassures de ce côté. Ils appartiennent à quelques-unes des dépressions secondaires qui bordent le bassin effondré de la mer Thyrénienne.

Les massifs de Bolsena ou Monti Vulsini, des Cimini, de Bracciano et des monts Lazial; forment un groupe à part parmi les volcans italiens et doivent probablement la venue au jour de leurs matériaux à une même fracture du sol. Ils paraissent s'être dressés dans un vaste synclinal compris entre les chaînes de l'Apennin central et les collines de la Toscane sud-occidentales, que prolongent de loin en loin vers le sud-est, quelques petits massifs côtiers. Les mers pliocène et quaternaire colmatèrent de leurs dépôts cette dépression et les volcans s'y édifièrent ensuite. C'est également une région déprimée de l'écorce qui contient, entre les monts Lepini, les collines de Caserte et la péninsule de Sorrente, le Rocca Monfina, le Vésuve et les Champs Phlégréens, autre groupe volcanique.

Certes, dans sa théorie du mécanisme volcanique, le professeur Cordenons pouvait se servir du Vésuve comme exemple de volcan situé dans un synclinal; il aurait pu se servir de même de tous les monts éruptifs de la Campanie ou du groupe qui commence au massif de Bolsena et se termine au volcan Lazial; mais il s'en faut de beaucoup que tous les monts ignivomes de la Terre occupent une position semblable, par rapport aux accidents géologiques, comme le laisse supposer la théorie du savant Italien. Pour ne citer qu'un exemple s'opposant à cette manière de voir, la chaîne des Puys d'Auvergne ne se dresse-t-elle pas près du sommet d'un vaste anticlinal? D'ailleurs, en Italie même, quelques volcans ont accumulé leurs produits sur des bombements du sol qui sont peut-être des anticlinaux. Tels le Monte Amiata, le plus septentrional des volcans italiens, situé un peu au sud de Sienne, de même également, le Monte Tolfa à 60 kilomètres au nord-ouest de Rome. Chose curieuse, ces deux massifs sont presqu'exclusivement composés de roches trachytiques.

Les îles Ponza appartiennent également au bassin effondré de la mer Thyrénienne, mais se relient-elles à l'un ou l'autre des groupes de l'Italie occidentale ou forment-elles comme le Monte Amiata et le Monte Tolfa un massif à part? Leur isolement et la nappe d'eau qui cache les accidents géologiques environnants ne permettent pas de préciser ces divers rapports. Toutefois leur position à l'intérieur du golfe de Gaete semble indiquer une relation entre elles et les volcans de la Campanie, puisqu'ils appartiennent tous à un même bassin d'effondrement secondaire. De plus elles prolongent vers l'ouest la chaîne que forment le Vésuve, les Champs Phlégréens, Ischia et Ventotene.

Les îles éoliennes constituent bien un système distinct. De même que les volcans romains et napolitains, c'est du côté interne de l'axe montagneux qu'elles s'élèvent et dans le domaine de l'effondrement thyrénien. Mais, tandis que ceux-là se sont édifiés dans les chaînes plissées de l'Apennin, la place où les îles éoliennes se dressent semble plutôt avoir appartenu au domaine de l'antique Thyrénide. Le grand groupe éolien, auquel il faut joindre Ustica, petite île volcanique située au nord de Palerme et dans le prolongement de la chaîne occidentale des Lipari, se trouve à l'intérieur du vaste amphithéâtre formé par les montagnes de la Calabre et de la Sicile septentrionale; il se dresse plus particulièrement sur le prolongement sous-marin du flanc nord de la Sicile. L'étude des tremblements de terre dont toute cette région est à chaque instant la proie, et surtout celui de 1783, a amené les géologues à formuler quelques considérations intéressantes. Une grande zone sujette aux vibrations, jalonnée de failles d'ailleurs, s'étend le long de l'arête montagneuse, décrivant un arc de 90 à 100 kilomètres de rayon, dont le centre se trouverait au nord-est de Stromboli. De plus, des « lignes sismiques » se détachent de cette zone extérieure, ou la coupent pour converger vers les Lipari. D'après Suess, il y aurait coïncidence entre ces lignes et les lignes volcaniques. Dans l'aire limitée par la zone périphérique, l'écorce terrestre s'affaisserait en forme de cuvette et il se formerait des fissures radiales, qu'accompagneraient les tremblements de terre et que jalonneraient, du moins pour quelques-unes, les volcans éoliens. Les quelques îlots qui avoisinent Panaria, formeraient avec cette île, le point de convergence. Ils auraient constitué, d'après Hoffmann et Judd, un volcan au vaste cratère, duquel rayonnent les trois branches de l'étoile formée par le groupe éolien : Stromboli, Volcano et Ustica.

Le Monte Vultur, massif isolé sur le versant oriental de l'Apennin et sur le bord de la zone des sédiments non plissés, se trouve déjà dans la région des fractures qui caractérisent l'Italie méridionale. On ne constate toutefois aucun effondrement important dans le voisinage immédiat du massif. Quand il rejeta les produits qui l'ont formé, la mer quaternaire en baignait presque le versant oriental. Elle s'étendait dans le vaste synclinal compris entre l'Apennin et les massifs crétacés du Gargano et de l'Apulie.

A première vue, la position de l'Etna et des rochers volcaniques qui apparaissent au flanc nord des monts Hybléens semblerait être également au versant externe de l'axe montagneux. Mais si, en réalité, les chaînes plissées de la Basilicate se raccordent aux chaînes de la Sicile, de structure et d'âge semblable, en contournant à l'orient les massifs anciens de la Calabre, l'Etna et les massifs voisins se trouvent en pleine zone de plissement. D'un autre côté ils occupent, de même que le Vésuve et les volcans voisins, un de ces effondrements secondaires qui bordent les grandes cuvettes maritimes.

Enfin les îles volcaniques encore émergées, ou n'ayant eu qu'une émersion de courte durée, qui se dressent dans la mer de Sicile, Pantellaria, Linosa et Giulia, aujourd'hui indiquée par une petite butte à l'ouest du Banco Terrible forment une dernière série volcanique. Ici les relations entre volcans et accidents géologiques sont franchement indiquées. C'est précisément dans l'angle formé par le rebroussement des chaînes sicilio-tunisiennes que ces volcans se sont établis, ajoutant un nouvel exemple à ce mode spécial de groupements des volcans, dont les monts d'Auvergne, les îles volcaniques qui prolongent vers le large les massifs du Kamerun, les archipels des Maldives et Laquedives sont d'autres types bien connus. Mais il semble toutefois que ce n'est qu'indirectement que Pantellaria et les îles voisines se rattachent à cette disposition géologique spéciale. Leur relation avec l'effondrement de cette partie de l'écorce est certainement plus étroite. C'est en effet sur le pourtour nord-occidental de la longue coupure qui s'étend au nord-ouest de Malte qu'elles se dressent et leur apparition fut, autant qu'on peut s'en rendre compte, immédiatement postérieure à l'affaissement, tandis que les derniers plissements importants des chaînes qui se dressent au nord avaient eu lieu à la fin de l'éocène. Il est juste de remarquer toutefois que ce fut probablement à la faveur de cette disposition des chaînes plissées que

se produisit l'effondrement sicilien, situé ainsi dans une zone faible de l'écorce.

La sortie des masses ignées contenues à l'intérieur du globe, suivit, en Italie et en Sicile, les deux grandes séries d'efforts qui ont donné à ces régions leur physionomie actuelle; les plissements alpins et les effondrements méditerranéens Il est hors de doute que l'activité volcanique remonte, en ces contrées, à l'époque miocène. Peut-être même a-t-elle débuté antérieurement à cette époque; mais il n'est pas de signe qui nous en indique exactement les premières manifestations, car que pouvons-nous dire de l'âge des volcans insulaires, la partie la plus ancienne de leur masse nous étant cachée par les eaux. Les Lipari, par exemple, qui ont probablement rejeté les premiers produits du domaine italien-sicilien, n'ont-elles pas pu accumuler, pendant de longs siècles, une énorme masse de matériaux, avant que les dépôts pliocènes, les plus anciens connus, vinssent se mêler à leurs laves [BERGEAT]? D'ailleurs les opinions sur l'âge d'un grand nombre de volcans italiens et siciliens varient suivant les géologues.

Quoi qu'il en soit de ces lacunes dans nos connaissances, on peut dire que l'ère des grandes éruptions volcaniques, en Italie et en Sicile, s'ouvrit vers la fin des temps tertiaires. Au quaternaire inférieur elle atteignait son maximum d'intensité. Pour quelques-uns de ses foyers elle se prolonge encore de nos jours.

D'après Bergeat, ce fut au début du pliocène et dans les îles Éoliennes que l'activité volcanique se manifesta d'abord. Elle devait s'y maintenir jusqu'aujourd'hui, avec des phases diverses de repos et d'intensité, des déplacements de l'un à l'autre des appareils. Lipari, Stromboli et Vulcano constituent, à l'heure actuelle, les trois centres vitaux du groupe. Mais déjà bien avant, aux âges miocènes, des rochers ignées s'étaient fait jour au nord-ouest du lieu qui devint plus tard le sol de Rome, et le Tolfa, le Cerveteri et quelques autres petits massifs environnants s'étaient édifiés. Leur acticité devait s'éteindre au début du pliocène.

Au pliocène supérieur, les îles Ponza, Ischia et les monts Hybléens rejetaient leurs premiers produits. Ischia seule continua d'être active pendant la période de l'histoire humaine; la dernière éruption y date du quatorzième siècle.

Avec le pléistocène, quaternaire inférieur, apparaissent le Monte Amiata, les volcans de la province romaine et de la Campanie, les

îles Ventotene et Scoglio Stefano, le Vultur, l'Etna et les îles de la mer de Sicile. De tous ces volcans, la plupart sont encore en pleine activité ou ont eu des éruptions il y a moins d'un siècle. Les volcans latins, le Rocca Monfina, le Vultur et Linosa peuvent être considérés, non comme éteints, mais réduits à l'état de solfatare. D'après quelques géologues, les monts Laziali au sud de Rome et le Rocca Monfina étaient encore actifs au début de l'Histoire.

Actuellement les forces volcaniques se manifestent donc surtout dans la partie méridionale du système; en Campanie, dans les îles Éoliennes, en Sicile et dans la mer de Sicile. Ce sont évidemment ces volcans, et parmi eux, ceux qui se trouvaient le plus rapprochés des grandes agglomérations humaines qui ont le plus attiré l'attention des savants et des voyageurs. Quelques-uns sont parfaitement connus. Ils ont servi de type à telle ou telle théorie, et leur mode d'activité le plus caractéristique a été pris comme terme de comparaison pour les autres montagnes brûlantes du globe. L'étude des relations qui pourraient exister entre la plupart d'entre eux a été trop peu approfondie pour qu'on ait pu en retirer des données intéressantes. Les uns ont vu des coïncidences, d'autres des alternances, dans le jeu des éruptions. Maintenant on s'accorde généralement à déclarer qu'il n'existe aucun lien entre les époques et les modes d'éruption de ces divers foyers. Il ne faut toutefois rejeter aucun moyen d'investigation et un sérieux examen de la succession des éruptions dans les volcans italiens amènerait peut-être des résultats intéressants, élargissant quelque peu nos conceptions sur les mystérieux foyers qui alimentent ces montagnes fumantes. Suess n'a-t-il pas trouvé une coïncidence entre l'augmentation d'activité du Stromboli et les tremblements de terre de la Calabre ?

Les volcans italiens et siciliens offrent une étonnante variété de produits. Presque toute la série des roches volcaniques y est représentée. Suivant les remarques de Marcel Bertrand [*Bull. Soc. Géol. France*, 3e série, t. XVI, p. 573, Paris, 1888], d'une façon générale, les roches acides apparurent les premières et les éruptions postérieures devinrent de plus en plus basiques. Une grande traînée de roches acides, rhyolites, liparites, trachytes, pantellérites, s'étend de l'Amiata à Pantellaria par les monts Cimini, le Monte Tolfa, les îles Ponza, les premiers tufs de la Campanie et les îles Éoliennes. Puis il s'opère une décroissance dans l'acidité des produits, et

enfin apparaissent des laves leucitiques et des laves labradoriques dont les volcans latins, le Rocca Monfina, le Vésuve, le Vultur, quelques-unes des Lipari et l'Etna sont en majeure partie formés.

Mais que de variétés et même d'inversions et d'alternances dans l'apparition de ces matériaux! Il faut mentionner tout d'abord les basaltes feldspathiques qui forment les plus anciens matériaux connus de la plupart des îles Éoliennes et auxquels succédèrent des andésites, des liparites même. Si Stromboli donne des laves basiques, basaltes et dolérites, contenant à peine 50 p. c. de silice, Lipari et Vulcano émettent, sous forme de verre volcanique, d'obsidiennes et de pierres ponces, des roches riches en silice. Au Vulsini, on voit à la fois une série de laves à acidité décroissante et une série à acidité croissante.

A côté de ces massifs complexes, on peut en constater d'autres très homogènes. Ainsi l'Amiata n'a rejeté que des laves acides, et presqu'exclusivement trachytiques, tandis que l'Etna a vomi des roches fortement basiques, plus spécialement labradoriques. Bien plus, tel volcan basique est surtout riche en potassium (Vésuve), tel autre en calcium (Etna).

Quant aux salses, volcans rejetant une matière boueuse sous forme de coulée, et projetant parfois des blocs, à la faveur d'émanations abondantes de gaz, faut-il y voir, du moins en Italie et en Sicile, un autre mode éruptif et les considérer comme ayant des rapports avec le volcanisme? Les avis des auteurs sont partagés. Toutefois, si nous ne pouvons affirmer qu'elles sont en relations avec un foyer souterrain, magma central, ou poche englobée dans la lithosphère, puisqu'on peut prétendre que les gaz proviennent soit de dépôts organiques, soit de détritus divers intercalés dans les sédiments, il n'est pas douteux que le mécanisme même qui leur a donné naissance, montée des gaz, élargissement des ouvertures, accumulation des matériaux autour des bouches, est semblable à celui des autres volcans [A. ROBIN].

Les salses italiennes et siciliennes forment deux groupes principaux, disposés tous deux aux versants extérieurs de la grande chaîne montagneuse, parmi les terrains du tertiaire supérieur, l'un dans l'Apennin étrusque, au sud de Modène et de Parme, l'autre en Sicile méridionale, au nord de Girgenti. Quelques salses s'ouvrent égale-

ment au sud de la plaine de Catane. Les salses italiennes et siciliennes sont généralement petites et froides.

La série des roches volcaniques récentes de l'Italie commence en Toscane et dans la province romaine par une suite de massifs particuliers présentant, par leurs formes, leurs produits et leur emplacement, certaines relations. Presque tous ont surgi à travers les collines bordières qui semblent former, en cette partie de la péninsule, comme une avant-chaîne à la grande arête apennine, dont la mer pliocène les séparait jadis complètement. Ces avant-monts qui se groupent assez cahotiquement n'offrent d'ailleurs pas de caractère géologique bien tranché. Par ses assises primaires, secondaires et tertiaires inférieures, irrégulièrement disposées et présentant des lacunes nombreuses, il semble que toute cette région serve de terme de passage entre l'ancienne Tyrrhénide qui se dressait à l'ouest et les chaînes récentes des Apennins. Ce n'est plus le massif aux roches archéennes et paléozoïques et ce n'est pas encore la charpente montagneuse aux assises mézozoïques et éogènes.

Tandis que dans la dépression que la mer pliocène venait de combler, ou du moins dans la partie méridionale de cette dépression, les forces internes édifiaient de vastes massifs complexes, aux produits surtout basiques, elles ne formaient sur le sommet ou les flancs des montagnes bordières que de petits appareils aux formes presque toujours élémentaires, composés de roches exclusivement acides. Les deux petits noyaux de Radicofani et de San-Venanzio, dans lesquels on signale des roches basiques, se trouvent précisément dans la région des dépôts pliocènes. On peut donc voir des relations entre ces deux noyaux et les petits massifs occidentaux en même temps qu'avec les vastes volcans du sud.

Les premiers culots volcaniques se trouvent à une dizaine de kilomètres à l'ouest de Volterra. On leur donne le nom des villages les plus proches :

Orciatico et

Montecatini. Ce ne sont, en somme, que de petits noyaux irréguliers, de quelques centaines de mètres de largeur moyenne, perdus dans les collines où naît l'Era, affluent de l'Arno. La roche qui les compose est un trachyte parfois stratifié, parfois bulleux ou même pon-

ceux; trachyte à oligoclase d'après les uns, trachyte normal d'après d'autres. On a signalé également une andésite péridotifère. Les géologues s'accordent pour donner à ces culots un âge postérieur au soulèvement qui suivit la période pliocène. Ils se trouvent dans les assises éocènes et miocènes; celui d'Orciatico recouvre en partie l'argile pliocène.

Plus au sud, au nord-est du promontoire de Piombino qui fait face à l'île d'Elbe, une autre masse éruptive de faibles dimensions, le volcan de

Campiglia occupe le versant occidental du Monte Calvi (646 m.). La roche est très acide. Elle se rapprocherait des microgranulites d'après les uns, des trachytes quartzifères, des liparites ou des névadites d'après d'autres. A l'est, elle repose sur des assises liasiques et crétacées et un peu de miocène. A l'ouest, elle est recouverte par des alluvions modernes. Elle daterait très probablement, comme les autres masses éruptives récentes de la région, de l'époque postpliocène. Le volcan de Campiglia aurait la forme d'un laccolite; il est certain, dit Washington, que les dykes cachés sont nombreux dans la région. C'est parmi les calcaires du Monte Calvi que se trouvent les beaux filons de porphyres quartzifères de Campiglia, si riches en gisements minéraux.

Roccastrada, trois petits massifs situés à une vingtaine de kilomètres de Massa Maritima, sont formés d'une névadite se rapprochant beaucoup de celle de Campiglia et contenant plus de 70 p. c. de silice. En certains points, elle prend une structure fluidale; sur d'autres, elle est plutôt vitreuse ou perlitique. Son éruption fut également postpliocène. Elle s'est injectée dans les assises primaires, éocènes et pliocènes et on retrouve des débris volcaniques dans les alluvions quaternaires de la vallée de la Bruna.

A peu près égaux en dimension aux noyaux précédents, celui de

Radicofani, situé vers 900 mètres d'altitude sous la ville de ce nom, à l'est du Monte Amiata, et les deux évents de

San-Venanzio, situé à 25 kilomètres au sud-ouest de Pérouse, ont rejeté, on le sait, des produits moins acides. On a signalé des andésites dans le premier, mais la plupart des géologues s'accordent

pour voir dans la roche principale un basalte plus ou moins varié, offrant des couleurs diverses, une structure tantôt prismatique, tantôt vésiculaire ou scoriacée. Quant au San Venanzio, ses laves, connues sous le nom de « venanzites », ne contiennent pas plus de 42 p. c. de silice. Les argiles pliocènes forment le socle à travers lequel ces roches sont venues au jour et qu'elles recouvrent aujourd'hui.

Le premier massif volcanique de quelque importance de cette rangée est le

Monte Amiata; c'est, d'ailleurs, le volcan le plus élevé de l'Italie continentale. Il se dresse à 60 kilomètres au sud de Sienne et domine toutes les collines de la Toscane méridionale et de la province romaine du haut de ses 1,734 mètres. Les ruisseaux qui naissent sur ses flancs et qui descendent dans toutes les directions, alimentent l'Ombrone au nord et à l'ouest, l'Albegna au sud, le Tibre à l'est.

La montagne volcanique couronne un bombement sédimentaire auquel elle forme une sorte de chape et, quelque imposant que soit son aspect, elle ne représente en somme qu'un faible volume. Sa base, ovale légèrement aplati, n'a que 10 kilomètres de plus grand axe, de l'est à l'ouest; sa régularité n'est interrompue que par quatre ou cinq prolongements, s'allongeant comme des tentacules vers le nord et le sud-est. La cime la plus haute s'élève dans la partie nord-orientale du massif; à l'est, elle tombe en précipices à pic, dus certainement à un grand affaissement; au sud, et surtout à l'ouest, des bosses isolées, atteignant 1,600, 1,300 et 1,200 mètres d'altitude, lui servent de contreforts. La limite inférieure des produits volcaniques s'abaisse à 800 mètres au-dessus du niveau marin à l'est, à 600 mètres environ du côté opposé. Le mont est encore en grande partie boisé et les forêts de chataigniers en entourent la base, tandis que le hêtre s'est emparé des régions supérieures.

L'Amiata a bien l'aspect d'un strato-volcan, mais ses coulées sont devenues tout à fait indistinctes et toute trace de cratère a disparu. Quelques auteurs, toutefois, croient en avoir retrouvé des vestiges. D'après Verri, la bouche éruptive doit être cherchée au nord-est du massif, au flanc de la butte principale sur laquelle il signale des scories.

Le Monte Amiata est presqu'entièrement composé de trachyte; trachyte foncé, à pâte vitreuse et à petits éléments (trachyte rhyolitique

de vom Rath, « peperino » des habitants de la contrée), qui se montre surtout à la base du massif; trachyte à grands et beaux cristaux de sanidine à la cime et dans la partie occidentale. Mais les variétés sont nombreuses; parfois la roche tend vers la liparite, type plus acide, parfois vers l'andésite, type plus basique. Artini récolta même, au versant nord du massif, une roche scoriacée de couleur grise qu'il appelle andésite augitique. A cette diversité de composition s'ajoutent des différences de structure et d'aspect, dues à des variations internes, ou des phénomènes de la dynamique externe. Dans la partie occidentale, la roche est granitoïde. En d'autres points, la stratification en bancs horizontaux lui donne l'aspect d'un gneiss. Plus loin, elle s'est divisée en prismes. Les blocs et les scories prennent parfois une certaine importance et les tufs abondent, soit qu'on les trouve intercalés dans la masse rocheuse, soit qu'ils s'étalent à la base, entraînés par les pluies ou les torrents.

Les *anime di sasso*, « âmes de la pierre » des indigènes, inclusions riches et variées mêlées au trachyte du Monte Amiata, atteignent des dimensions souvent considérables : Lotti signala un specimen de 60 centimètres de diamètre. Elles sont généralement de forme ellipsoïdale, de couleur brune ou noire, d'aspect schisteux. Les minéralogistes pensent que la plupart d'entre elles sont des quartzites anciens arrachés au sous-sol du volcan [LACROIX].

Le soubassement du volcan est formé de roches secondaires et tertiaires. Le lias et le crétacé se montrent au sud, à l'est et au nord-est formant la partie supérieure des collines environnantes. Mais ce sont principalement les roches éocènes, calcaires, schistes et arènes, avec amandes de roches ophitiques intercalées, qui servent de socle aux roches volcaniques. Le miocène ne se montre qu'un peu au nord du volcan; le pliocène, aux puissantes couches argileuses, n'apparaît que sous forme de petits lambeaux dans le voisinage immédiat. Dans la partie sud orientale du massif, un de ces lambeaux est sous-jacent aux roches volcaniques et sert plus ou moins à fixer l'âge des premières éruptions. D'après la plupart des géologues, l'Amiata repose sur un anticlinal, une « bosse » sédimentaire semblable à celle du Labbro ou autre colline des environs. L'épaisseur des roches volcaniques serait par suite peu considérable et Verri ne lui donne pas plus de 100 mètres en moyenne. Lorsque les roches éruptives parurent au jour, à la faveur d'un réseau de fractures, l'érosion avait certainement déjà for-

tement décapé le massif et mis à nu les terrains inférieurs; on a trouvé des débris de roches crétacées dans un dépôt de cinabre à l'est du volcan.

Superposé, en partie du moins, aux argiles pliocènes et, de plus, aucune trace de matériaux volcaniques semblables à ses produits n'ayant été trouvée dans ces assises du tertiaire supérieur, c'est donc bien à l'époque postpliocène que le volcan entra en activité. Les géologues s'accordent encore pour assurer que le massif participa au soulèvement postpliocène et que sa hauteur en fut, par suite, fortement accrue; c'est sans doute à cette période mouvementée que se produisirent les grandes cassures orientales. Mais à quelle époque l'activité cessa-t-elle ? On ne sait exactement. Les nombreuses et puissantes sources thermales qui jaillissent à la base du volcan, les eaux sulfureuses et ferrugineuses, saturées d'acide carbonique, les émanations diverses pourraient faire croire à un reste très atténué de vie. Mais c'est là un fait général en Toscane et il serait peut-être erroné de voir entre ces manifestations et le Monte Amiata des rapports directs.

L'Amiata est également très connu par les gisements divers que l'on exploite à sa base : cinabre, mercure, terre de Sienne, terre d'Ombre, gypse, soufre, etc., produits dont le mode de formation, du moins pour la plupart, est encore assez douteux.

Monte Tolfa est le second massif assez important. C'est un véritable groupe de petites collines surmontant une bosse sédimentaire, enlacée à l'est et au nord par la Mignone et son affluent la Virgenese. Civita-Vecchia n'est qu'à une dizaine de kilomètres au sud-ouest. La forme générale du groupe rappelle celle d'un triangle équilatéral, de 7 à 8 kilomètres de côté, un angle pointant vers le sud. Le plus haut sommet de la région, situé au sud ouest près d'Alumiere, est à 615 mètres d'altitude; d'autres cimes ont 500, 400, 300, et même moins de 200 mètres de hauteur au-dessus de la mer. Autour du volcan, des lambeaux plus ou moins étendus, plus ou moins épais de roches éruptives ont été isolés de la masse principale par l'érosion. Le Tolfaccio, qui s'étend à quelques kilomètres au sud, est le plus vaste. Les roches qui composent le Tolfa sont très acides et contiennent environ 68 p. c. de silice. Diversement désignées par les auteurs, ce sont tantôt des rétinites, tantôt des névadites, des tosca-

nites ou des liparites. En somme, des variétés de rhyolites. Les grands cristaux de sanidine, d'oligoclase et de biotite ou d'augite abondent dans la pâte microlitique ou partiellement vitreuse de la roche. Généralement brune, grise ou noire, cette pâte prend une couleur verdâtre lorsqu'elle est teintée par des matières chloriteuses, une couleur rose ou jaune lorsque c'est l'oxyde de fer qui s'y mêle. Mais les produits du Tolfa sont presque partout fortement décomposés et il est difficile de s'en procurer un bel exemplaire. Ils se présentent le plus souvent déchirés par des vésicules dues au vide laissé par les bulles de gaz. Parfois ils sont disposés en bancs stratifiés. Les quelques amas de scories que l'on rencontre çà et là indiqueraient des périodes d'explosions chez ce volcan. Dans la partie méridionale du Tolfa, Stefani reconnut une « coulée » de roche que Rosenbuch considère comme une « leucitite » pareille à celles des grands volcans romains. Mais ce n'est là qu'une petite masse isolée provenant sans doute du Bracciano, le vaste massif qui s'étend à l'est et dont la plupart des produits ressemblent à cette roche.

Les terrains crétacés supérieurs affleurent au sud du Tolfa, de dessous la rhyolite et forment une sorte d'anticlinal, sur le flanc nord-est duquel s'appuient les couches éocènes et les roches éruptives. Mais la plus grande partie du soubassement du volcan semble être constituée par les divers calcaires de l'éocène inférieur et moyen. Dans toute la partie orientale les produits volcaniques plongent sous un vaste lambeau, formé de couches marneusees presque horizontales du pliocène inférieur et à l'angle nord-ouest sous les assises calcaires du pliocène supérieur. Les éruptions du Tolfa auraient donc été antérieures à la dernière période tertiaire et compteraient parmi les plus anciennes manifestations volcaniques de l'Italie. La dégradation avancée des matériaux témoignerait également en faveur de cette façon de voir.

Quelques auteurs se basant sur l'aspect filoniforme de certains produits du Tolfa avaient cru reconnaître une seconde période éruptive postérieure à la sortie des rhyolites, mais cet accident est certainement dû à la décomposition de matériaux volcaniques par les sources et les émanations sulfureuses si abondantes dans la région. Comme à l'Amiata de riches gisements minéraux entourent le Tolfa.

Calvario. Masse conique (542 m.) à base elleptique (3 kilom.

de long E. W.) est un autre volcan trachytique. Il se dresse à 6 kilom au nord-ouest du Bracciano au milieu des tufs des Sabatini. Mais on peut voir au pied nord les assises éocènes sous-jacentes et sur la face sud les couches du pliocène inférieur s'appuyant sur des produits de rejet; le volcan est donc également miocène. On peut en dire autant des huit petits noyaux trachytique de

San Vito et de

Rota, larges à peine de quelques centaine de mètres et qui se succèdent à 5 kilomètres vers le sud.

Le dernier volcan de la région bordière est le

Cerveteri, ainsi désigné par le voisinage (3 ou 4 kilomètres au sud) de la petite ville de Cerveteri, fameuse par les tombes étrusques qu'on y a trouvées. C'est une suite de petites collines assez régulièrement disposées en forme de chaîne, de l'est-sud-est à l'ouest-nord-ouest sur 7 kilomètres de longueur et s'étalant dans l'autre sens sur 3 kilomètres en moyenne. La plus haute de ces collines atteint 430 mètres d'altitude. De même qu'au Tolfa, l'érosion en a séparé quelques lambeaux.

Les produits du Cerveteri sont un peu différents de ceux du Tolfa et se rapprochent davantage des matériaux rejetés par le Monte Amiata. Ils sont, en général, formés par un trachyte à sanidine et plagioclase et un peu de biotite, d'augite ou d'hypersthène. La pâte multicolore est en grande partie vitreuse et devient en certains points une obsidienne ou une pierre ponce, mais parfois elle prend une structure perlitique. Le trachyte du Cerveteri tend parfois vers la rhyolite, parfois vers l'andésite. Il contient en moyenne 64 p. c. de silice.

Le Cerveteri est presque entièrement entouré par les tufs du Bracciano. Mais, au nord-ouest, on aperçoit les couches crétacées et éocènes plonger sous le trachyte, tandis qu'au sud les assises du pliocène inférieure se montrent un peu au delà des tufs basaltiques. D'après quelques auteurs, des lits pliocènes et même postpliocènes auraient été recouverts par les produits du volcan.

L'activité du Cerveteri aurait débuté après celle des Sabatini, le grand volcan basique voisin, au commencement de l'époque quaternaire, mais elle se serait éteinte bien avant que ce dernier n'eût cessé toute manifestation.

Vulsini. — Volcans qui forment le premier grand groupe romain. Le massif est également connu sous le nom de BOLSENA, qui est celui du lac situé au cœur de la région et de la ville qui occupe le bord nord-oriental de ce lac : c'est la *Fakuna* des Etrusques. la *Vulsinium* des Romains, la *Volseno* du moyen-âge.

La région vulsinienne forme un ensemble complexe; présentant à la fois une belle harmonie générale et une grande diversité dans le détail A l'opposé de ce qui a dû se passer dans les montagnes du nord et de l'ouest, où les forces internes n'ont dressé que des volcans embryonnaires. de simples accumulations d'une même roche, il semble qu'ici, ces forces aient travaillé, suivant des phases étonnamment diverses. Elles ont amené sur le sol, crevassé en plusieurs points, toute une série de roches très différentes par leur constitution minéralogique, quoique gardant des points communs, et passant graduellement d'un type à un autre. Des épisodes d'exaspération ou de lent épanchement ont fait de ces produits des matériaux incohérents ou des laves compactes. De plus, une sorte de rythme s'est établi dans la marche du phénomène : d'une part dans le déplacement des orifices de sortie, d'autre part, dans les oscillations du degré d'acidité des matériaux successivement rejetés ; enfin, dans la disposition et l'activité de nombreuses sources thermales et minérales. Les agents dynamiques externes se sont ensuite emparé du massif ; ils l'ont creusé, déchiqueté sur certains points, mettant à nu son squelette, usé et nivelé sur d'autres, voilant sous une couche de dépôts, ou une nappe liquide, le relief et la constitution de sa surface. La flore, puis l'homme, avec ses cités, ses cultures, ses routes et ses chemins de fer, ont à leur tour influé sur la physionomie du massif et lui ont imprimé, suivant les cas, plus de charme pittoresque, moins de sauvagerie, mais parfois aussi, par suite d'incurie et d'ignorance du dernier venu, plus de laideur. On sait que la région vulsinienne, à l'air pur et au sol fécond, fortement peuplée dans l'antiquité, est maintenant relativement dénudée et déserte, et périodiquement envahie par les fièvres paludéennes.

Le soubassement sédimentaire des Vulsini paraît assez fortement accidenté ; il est constitué en majeure partie par de puissantes couches d'argiles pliocènes qui ont comblé les dépressions intermédiaires aux différentes chaînes qui entourent le massif. A l'est du système, c'est une chaîne de montagnes régulières, courant du N.-N.-O au S.-S.-E.,

avec une altitude moyenne de 500 mètres et des sommets dépassant 1000 mètres en quelques points, formée de roches triasiques, jurassiques et éocènes. Une autre arête, celle de Cetina, de hauteur et de direction semblables à la précédente, et formée de terrains jurassiques et éocènes, vient en contact immédiat avec les roches volcaniques, dans la partie septentrionale du massif. A l'ouest et au nord-ouest, le sol est moins régulièrement disposé; les collines qui forment de ce côté la bordure du massif sont constituées par des assises du permien, du triasique, du crétacé et de l'éocène, et atteignent 1,000 mètres de hauteur moyenne sous l'Amiata, 500 à peine dans les plus hauts sommets du Bellino. Les petits massifs de Santa Anna (environ 500 m.), de Sorano (509 m.) et de Torlonio (568 m.), le premier permien, les deux autres éocènes et le dôme jurassique plus vaste du Monte Canino (434 m.), qui affleurent au milieu des produits volcaniques, se rattachent à cet ensemble. Quant aux nombreuses couches éocènes, que l'on voit apparaître dans la partie méridionale des Vulsini, ils ne dépassent pas 200 mètres en moyenne sauf une petite butte éocène (329 m.) isolée, signalée par Sabatini, dans les tufs de la partie sud-orientale du groupe volcanique.

D'une façon générale, le socle des Vulsini s'incline du nord au sud avec une altitude moyenne de 250 à 300 mètres. Au point de contact des roches volcaniques et abstraction faite des profondes découpures et des grands abaissements dus à l'érosion, l'argile atteint 400 mètres dans la partie septentrionale du massif et ne se trouve qu'à 100 mètres au-dessus du niveau de la mer à la périphérie des tufs, au sud-ouest.

Le domaine vulsinien présente un pourtour d'une grande régularité, limité à l'ouest par la Catesina et la Fiora, à l'est par le Stridobone la Paglia et le Tibre, plus vaguement arrêté au sud-est vers le Cimini et, au sud-est, par l'absence même de ses produits. C'est une ellipse presque parfaite, de 40 kilomètres de grand axe, est-ouest, d'un peu moins transversalement. Les épaisses coulées de laves qui se sont répandues dans toute la partie occidentale et septentrionale du massif en ont maintenu le contour avec fermeté. Presque tout le front nord est terminé par un falaise lavique de 100 mètres de hauteur moyenne. Dans la partie sud-orientale, l'abondance des matériaux communs aux deux groupes voisins opposait également un obstacle à l'action des eaux. Mais dans la partie sud-occidentale et surtout dans toute la région vulsinienne qui se tourne vers le Tibre, formées en grande

partie de matériaux incohérents, les érosions ont emporté des quantités énormes de produits, et mis à nu le soubassement sédimentaire jusque bien loin dans l'intérieur du massif. Les plateaux de tufs bordés de vallées profondes s'avancent vers la plaine du Tibre en longues péninsules, tortueuses et étroites, que prolongent, comme des archipels et des îlots, pour quelques-unes du moins, d'autres lambeaux déjà détachés du corps du volcan. L'œuvre destructrice, due surtout au déboisement, devient menaçante pour l'homme, et il n'est point douteux que dans un avenir prochain, si l'on ne remédie rapidement à cet état de choses, les édifices de Bagnorea et autres cités voisines s'écrouleront dans les vallons avec les tranches de tuf et d'argile.

Le plus grand accident que présente le massif des Vulsini est sans contredit la vaste dépression qui en occupe la partie presque centrale, avec un déplacement de quelques kilomètres vers le nord-est. L'énorme cuvette n'a pas moins de 18 kilomètres de diamètre entre les crêtes opposées; la nappe lacustre a encore 12 ou 13 kilomètres du nord au sud, 10 transversalement.

L'arête qui entoure cette chaudière, d'altitude assez variée, atteint dans toute la partie orientale et septentrionale une hauteur de 500 à 600 mètres. Quelques pics s'élèvent pourtant plus haut et le Poggio del Torrone, le piton suprême des Vulsini, situé au nord même de Bolsena, dresse son front jusqu'à 702 mètres au-dessus des eaux marines. C'est de cette partie du massif de même que de la butte de Montefiascone, au sud-est du lac, que le paysage se déploie avec le plus de magnificence. Le regard se promène des cimes de l'Amiata au nord à celle du Cimino, au midi, les unes et l'autre bleutées par l'éloignement. Au loin vers l'orient, par delà la vaste plaine du Tibre, se dressent les crêtes des Apennins, tandis qu'à l'horizon de l'ouest scintille la mer Tyrrhénienne. Aux pieds même du spectateur s'étend la belle nappe lacustre aux bords escarpés; sur les longues pentes externes, les forêts de châtaigniers et de chênes s'entremêlent avec les étendues de tufs arides ou de laves raboteuses, les tapis des prairies, les bouquets de vignobles et d'olivettes autour des cités : de toutes parts rayonnent les vallées étroites et sinueuses.

Au nord-ouest du lac, la crête s'abaisse à 450 mètres, mais pour se relever aussitôt et garder dans toute la partie occidentale une altitude moyenne de plus de 600 mètres. Mais au sud elle s'abaisse de nouveau

et tout le bord méridional n'a plus que 400 et même 350 mètres de hauteur moyenne. C'est d'ailleurs de ce côté que le trop plein du lac se déverse par la rivière Marta, qui porte à la mer Tyrrhénienne le surplus des eaux à travers une gorge étroite bordée de laves et de tufs. L'éloignement de la crête du bord du lac est vaguement proportionnel à son altitude et varie de 2 kilomètres à 3 et même 4.

Le niveau du lac est à 305 mètres, Le fond s'incline assez régulièrement, excepté au sud, où se dressent l'île conique de Bisentina et celle de Martana en forme de croissant. C'est vers le centre que se trouve la plus grande profondeur, 140 mètres, soit 159 mètres au-dessus du niveau marin, donc à une centaine de mètres plus bas que le niveau moyen du sous-sol sédimentaire.

L'immense bassin cratériforme de Bolsena devait évidemment attirer fortement l'attention des géographes et des géologues et tout naturellement être considérée comme la bouche principale, le cratère, du volcan vulsinien. Telle fut l'opinion de Barbieri et de la plupart des savants qui l'avaient précédé dans l'étude de cette région. Telle est également l'opinion de Stoppani et de Stefani qui voient dans la cuvette vulsinienne une des plus vastes chaudières du globe, qui lors de l'activité du volcan se serait sans cesse élargie par la chute des parois dans la cheminée. D'autres savants et parmi eux vom Rath et Verri, considèrent plutôt la cavité de Bolsena, comme une région effondrée, dont l'affaissement serait dû au vide produit par la sortie des masses internes à travers les cheminées et les bouches environnantes.

Mais une étude attentive des bords du lac de Bolsena rend ces hypothèses peu vraisemblables. Ces bords présentent, en effet, une structure très différente suivant qu'on les étudie en tel ou tel endroit. Dans toute la partie occidentale ils sont formés de couches de tufs surmontant des coulées de lave, régulièrement inclinées *vers* le lac et qui semblent se prolonger sous les eaux en pente très atténuée. Au nord, au nord-est et à l'est la structure du sol est moins simple; les laves que l'on aperçoit dans cette partie du massif ne forment que des noyaux peu importants ou de petites coulées et les tufs affectent des pendages qui, au premier aspect, semblent assez cahotiques. D'une façon générale pourtant, le versant s'abaisse en gradins, dont les bords sont le plus souvent relevés et semblent des cônes adventifs; aussi la plupart des rivières de la partie orientale de la cavité coulent-elles parallèlement aux rives du lac avant de gagner une

cluse transversale. Au sud-est du lac, s'ouvre le Valli de Montefiascone, large cratère, qui dut appartenir à une chaudière plus vaste encore, en partie effondrée sous les eaux. Quant à la partie méridionale, très irrégulière, elle est surtout formée de tufs horizontalement stratifiés et surmontés de quelques amas coniques. Plusieurs petites coulées de laves s'avancent de ce côté en forme de promontoire dans les eaux. Le sol se prolonge sous la nappe liquide jusqu'à près de 2 kilomètres sans grande dénivellation. mais au delà, dans le voisinage des îles, il plonge assez brusquement d'une centaine de mètres avant de reprendre une pente insignifiante.

Il est possible qu'un ou plusieurs cratères se soient ouverts à l'endroit où se trouve la vaste cavité lacustre, mais comme on le voit, cette cavité elle-même n'a certes pu former un véritable orifice volcanique. Et s'il faut admettre quelque effrondrement ce n'est qu'avec toutes réserves. Aucune dislocation importante n'a été constatée dans les bords du lac et il n'est pas douteux qu'un affaissement aussi considérable n'aurait manqué d'en produire.

Moderni, le géologue qui a le mieux et le plus complètement étudié la région ne voit dans la dépression de Bolsena qu'une simple vasque due à l'érosion et dans laquelle se seraient accumulées les eaux. Les matériaux rejetés, appartiendraient à quatre centres éruptifs distincts et bien définis situés autour du bassin lacustre. Mais cette dernière hypothèse non plus ne satisfait pas entièrement l'esprit. Il est étonnant, en effet, qu'en cette région médiane pour les trois plus grands groupes vulsiniens reconnus par Moderni, et où par conséquent, les matériaux rejetés eussent dû s'accumuler en couches plus nombreuses que partout ailleurs, se creuse une dépression de plusieurs centaines de mètres de profondeur, affectant non seulement le massif volcanique, mais même le sous-sol sédimentaire. De plus, tandis que le bassin présente tant de régularité dans son allure générale, les groupes volcaniques qui l'entourent offrent de grandes déformations : il semble que la cavité vulsinienne résulte non de la disposition des groupes volcaniques mais d'efforts encore inconnus, ayant eu pour conséquence sa formation en même temps que la déformation des massifs environnants. Quelle que soit la valeur de ces diverses hypothèses, aucune n'est satisfaisante et la question reste posée.

Le premier groupe vulsinien est celui de Latera, situé à l'ouest du lac, et dans lequel tous les auteurs s'accordent pour voir un vrai

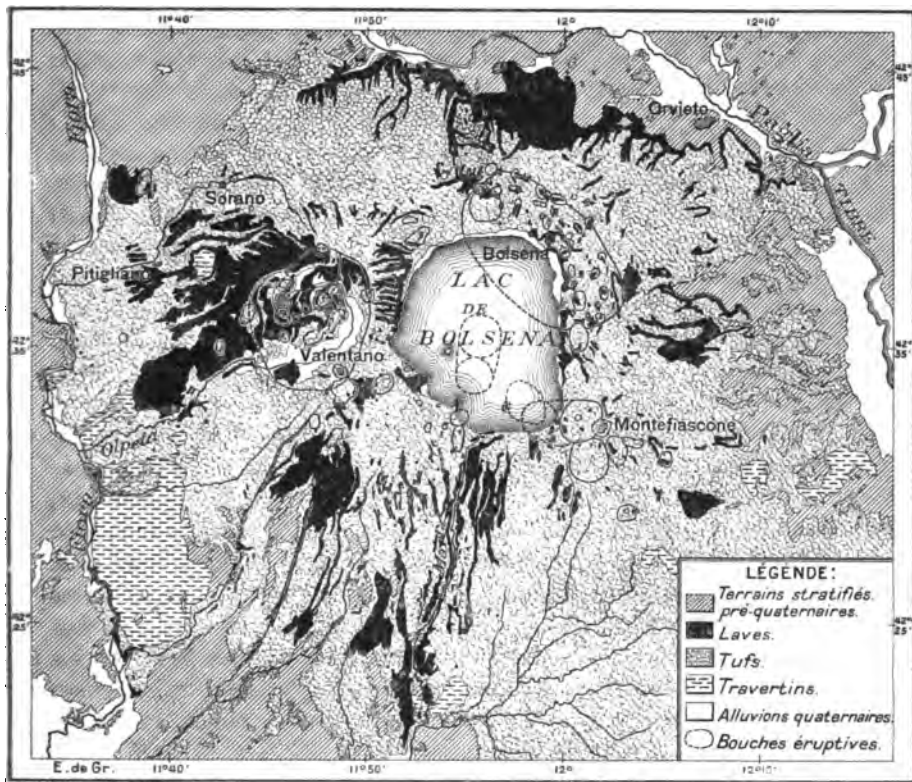
massif volcanique. Il occupe presque toute la moitié occidentale de la région vulsinienne et doit sa forme en croissant à la dépression occasionnée dans son flanc oriental par la cuvette de Bolsena. L'édifice bizarre, qui n'a pas moins de 35 kilomètres de long, du sud au nord, alors qu'il en compte 20 à peine d'est en ouest se creuse vers son centre en une énorme cuve de 8 à 9 kilomètres de diamètre, dont l'arête abrupte, garde une hauteur moyenne de 600 mètres, excepté dans sa partie occidentale où elle a presque complètement disparu. C'est la partie orientale de cette arête qui constitue le bord occidental de la cuvette de Bolsena. Un second cratère, de moindres dimensions (6 kilomètres du S.-O. au N.-E. sur 3 kilomètres transversalement) dont le fond est connu sous le nom de Piano di Vepe s'ouvre dans la partie septentrionale de cette première chaudière avec l'arête de laquelle il se confond en partie. Il est également effondré à l'ouest et contient à son tour dans son enceinte sud-occidentale une troisième bouche d'éruption, large d'un peu plus d'un kilomètre et dont la vasque admirablement circulaire est occupée par le beau lac de Mezzano. Les altitudes relatives du sol de ces trois cuves sont indiquées par la petite rivère Olpeta ; issue du lac circulaire à 455 mètres d'altitude elle serpente vers l'est entre les coulées qui ont en partie comblé le Piano di Vepe, puis tournant vers le sud, elle descend dans les marécages du Piano di Valentano, fond jadis lacustre du grand cratère (400 m. d'altitude) et s'échappe enfin vers le sud-ouest, à travers tufs et laves pour porter ses eaux à la Fiora.

En plus de ces trois orifices, de nombreux cônes et bouches secondaires se montrent sur les arêtes et les flancs du Latera ; Moderni n'en compte pas moins de 25 plus ou moins reconnaissables. Deux d'entre eux ont jailli à près de 15 kilomètres des bouches centrales ; le Monte Rosso, au N.-O. dans les calcaires éocènes ; le Monte Calvo, au S.-O. en pleine vallée de la Fiora.

De tous les groupes vulsiniens, le Latera est sans contredit, celui qui possède le plus de solidité, non seulement à cause de la disposition régulière des orifices et, par suite, des filons qui y aboutissent, mais encore à cause des énormes monceaux de lave qui protègent et consolident les matériaux incohérents rejetés par le volcan. Les produits meubles, en grande partie transformés en tufs, atteignent au versant nord du volcan des épaisseurs pouvant dépasser 100 mètres. De ce côté ils présentent des accidents curieux : tantôt ils ont l'aspect

de couches plissées avec petits synclinaux et anticlinaux, tantôt ils offrent une stratification entrecroisée. Ici une butte de tuf formée de couches concaves est logée dans une excavation ouverte parmi des

VULSINI



1 : 500 000

0 5 10 15 30 Kil.

tufs horizontalement stratifiés, là, une autre intumescence est composée intérieurement de couches horizontales tandis qu'à l'extérieur elle est revêtue de couches inclinées de toutes parts. Plus loin encore, au milieu de strates horizontales, d'autres strates prennent une allure ondulée tout à fait caractéristique. Pour expliquer ces phénomènes,

certains auteurs avaient fait appel à des tremblements de terre ou à un état plus ou moins boueux des matériaux, lors de leur sortie au jour. Moderni suppose simplement que ces divers accidents sont dus aux dénivellations produites par les érosions, entre deux éruptions consécutives.

Le massif de Latera eut plusieurs phases d'activité, auxquelles correspondent ses divers orifices et ses produits différents. Au grand cratère appartiendraient, d'après Moderni, les premiers matériaux connus du volcan; les trachytes, sans leucite d'abord, puis avec leucite qui affleurent au N.-E. de Latera près de Gradoli et de Grotte di Castro ; les leucitophyres que les rivières du versant oriental ont mises à nu partout au fond de leurs vallées et celles qui apparaissent dans la partie nord du volcan comme une muraille, à l'est et à l'ouest d'Acquapendente, sur l'argile pliocène et sous les tufs. Sans doute cette première manifestation volcanique se termina par une période d'explosions violentes dont la disparition du bord occidental du grand cratère serait conséquente. Au cratère de Vepe, seconde phase volcanique, se rapportent les énormes coulées de téphrite leucitique qui se montrent sur le front septentrional du volcan, comme la leucitophyre d'Acquapendente et d'ailleurs dans son prolongement occidental. Elles reposent aussi en partie sur le pliocène et sont recouvertes par d'épaisses assises de tufs ponceux. Avec cette période débutent sans doute les cônes secondaires : Monte Marano et Cellere au sud, dont les laves téphritiques, visibles jusqu'à plus de 10 kilomètres au midi des bouches, reposent sur le pliocène et sous les tufs ponceux; Monte Rosso au nord-ouest, aux produits également cachés en partie, sous la couche meuble. Après les nombreuses explosions qui rejetèrent les couches de ponces, un second épanchement de téphrite eut lieu, comme en témoignent les vastes lambeaux qui dominent Pitigliano au N.-E. et au S.-O.

A cette période se rattache probablement aussi la formation des nombreux cônes qui surmontent le bord méridional du cratère de Vepe et qui, pour la plupart, ont rejeté la téphrite. Les dernières manifestations du cratère de Vepe furent marquées par la sortie de l'immense coulée de leucitophyre qui s'étend du bord nord-occidental de la cuve vers l'ouest, sur une longueur de 10 kilomètres et une largeur moyenne de 4. Avec l'effondrement du bord occidental du cratère se clôt la seconde période. Le Mezzano entre en activité; il indiquera une troisième période du Latera, période caractérisée par

l'émission de roches andésitiques. En même temps d'anciennes bouches adventives s'ouvrent de nouveau au sud du massif. De nouvelles apparaissent au N.-E., au S.-E., sans répandre d'abondants produits. Mais l'accident le plus remarquable est la formation au versant occidental du massif de plusieurs orifices alignés, semblant indiquer une longue fissure. Quatre cônes accompagnent en effet le Mezzano; un au nord et trois au sud-ouest parmi lesquels le Calvo. La lave issue de ces bouches diverses a formé une immense nappe à surface plus ou moins ondulée, au versant occidental du Latera, longue de 10 kilomètres, large de 3 ou 4. Cette lave devait posséder une grande fluidité lors de sa venue au jour. Sous le manteau des forêts de chênes et des inextricables fourrés de ronces, connu sous le nom de Selva del Limone, qui la couvre presque en entier, elle apparaît figée dans les formes les plus fantastiques. Ici les blocs s'accumulent, se chevauchent, rappellent des édifices en ruines ou les glaces polaires lors d'une débâcle; là ils s'alignent comme des pierres druidiques; plus loin, la lave a pris la forme de gigantesques champignons ou d'arborisations bizarres. Quoique cette contrée soit crevassée en plusieurs endroits par des fissures ayant parfois plus de dix mètres de largeur, aucune rivière n'a pu s'y établir un cours permanent et ce n'est qu'aux limites mêmes de la plaque lavique que circulent les eaux.

A la dernière phase du Latera correspondent des explosions produisant des cendres, des lapilli, des sables et des scories et l'émission de leucitite. Mais aucune bouche nouvelle bien caractérisée n'apparaît ou du moins on n'en connaît pas. La leucitite sortit du pied du San Magno, cône adventice dominant le bord oriental du grand cratère et se répandit vers le nord-ouest jusqu'à 3 kilomètres de son point de sortie, en plongeant dans la vaste enceinte. Au sud de la grande cuve, le cône de Valentano émit également la roche lavique, mais en deux petites coulées.

Donc il y eut ici, dans cette partie du massif vulsinien, du moins autant qu'on peut s'en rendre compte, car les premières manifestations du volcan sont inconnues, il y eut dans la succession des phases volcaniques, en même temps qu'exhaussement de l'orifice principal, rétrécissement graduel et localisation. De plus, à cette évolution de la bouche centrale s'ajoute la formation de bouches secondaires, dont quelques-unes dans les sédiments en dehors du système. Les dislo-

cations ayant permis à la masse fondue de s'injecter dans les fissures, affectent à la fois le massif volcanique et le sous-sol.

L'on doit remarquer encore une certaine alternance, entre les émissions de lave et les projections de matériaux meubles et enfin la diminution du degré d'acidité des produits. D'une façon générale la gradation est nette : trachyte, leucitophyre, andésite et leucitite pour les laves : ponce et leucite pour les matériaux meubles ; on peut la signaler dans le détail de certaines émissions ; ainsi les premiers trachytes sont plus acides que les seconds. Toutefois, il faut indiquer le revirement important dans la marche, marqué par la sortie des téphrites qui caractérise la première phase des manifestations du cratère de Vepe.

Le second grand massif vulsinien, plus irrégulier, plus déformé et moins connu que le Latera, comprend la région qui s'étend au nord, au nord-est et à l'est du lac : région d'allure bizarre, formée par une arête à convexité tournée au nord-est, s'inclinant assez régulièrement au sud-ouest où elle est limitée par le lac, descendant au versant opposé, en longues pentes terminées d'une part, par une falaise continue et abrupte, d'autre part, par les péninsules déchiquetées de Bagnorea. C'est le massif de Bolsena proprement dit.

En se basant sur l'inclinaison que présentent en quelques points les épaisses couches de tufs qui composent en grande partie le volcan, et surtout en considérant les coulées de laves, peu nombreuses, mais énormes qui se révèlent dans les vallées ou au front du massif, Moderni conclut à l'existence d'une immense bouche éruptive, ellipse de 12 kilomètres de long du S.-E. au N.-O., large de moitié, effondrée dans toute sa partie sud-occidentale et dont le bord nord-oriental serait représenté par la crête même qui domine le lac au N., au N.-E. et à l'E. La cité de Bolsena est au centre précis de cette figure.

Différemment de ce qui se voit à Latera, la cheminée dont cette chaudière apparente représenterait l'orifice, n'aurait pas eu des phases régulières de rétrécissement. La seule cuve de quelque importance, signalée à l'intérieur du cratère de Bolsena, n'a que 2 kilomètres de diamètre et encore est-elle peu distincte ; elle se trouve au nord-ouest. Mais une quantité considérable de cônes secondaires (plus de 30) disposés sans ordre apparent, auraient remplacé l'immense orifice. Ce sont les intumescences, matériaux incohérents ou culots laviques,

qui dominent le bord des gradins dont est formée cette partie de l'enceinte lacustre. Le Bolsena compte seulement une dizaine de cônes parasites sur son arête ou sur son versant extérieur, mais quelques-uns d'entre eux ont une importance capitale.

Le Bolsena a rejeté beaucoup de matériaux incohérents; tufs ponceux, dont le plus curieux lambeau, isolé dans les argiles pliocènes, sert de socle à la ville d'Orvieto, cendres, lapilli, scories, etc. Parmi les coulées attribuées au grand cratère, la plus vaste est celle qui se montre à nu dans la partie nord, sur plus de 30 kilomètres carrés de surface entre Acquapendente, Castel Viscardo et Castel Giorgio. Elle est formée de leucitite offrant dans le gracieux ravin de la Romealla des exemples remarquables de division prismatique. La lave repose en partie sur la leucitophyre du Latera, en partie sur les sédiments pliocènes, éocènes et même secondaires.

Les autres coulées du Bolsena sont visibles à la bordure septentrionale du massif, au sud d'Orvieto et en partie aux flancs des vallées qui avoisinent Bagnorea. Une partie d'entre elles est encore pétrographiquement inconnue, celles qui se montrent aux environs de Bagnorea sont formées de leucitophyres, celles qui font face à Orvieto, au sud, de téphrites dont quelques-unes se sont divisées en prismes verticaux, horizontaux, obliques; il est même un exemple de division radiale étonnant : les prismes émanant d'un même point comme les rayons d'une roue forment un cercle de 25 mètres de diamètre.

Le manque d'observation ou la difficulté de saisir les relations entre ces diverses coulées, n'ont pas permis d'en indiquer l'âge relatif. Leur émission fut toutefois suivie par une période d'explosions violentes. Peut-être est-ce à cette époque que se place la disparition de la partie méridionale du grand cratère.

La nature des produits des cônes et petites bouches de l'intérieur du cratère est encore peu connue. On y a remarqué toutefois des trachytes, des leucitophyres et des leucitites. Cette dernière roche forme même au sud de Bolsena, des prismes radiaux apparaissant comme un bouquet de pierre au milieu de broussailles. Ce sont les « Sassi lanciati », les pierres lances bien connues.

Parmi les cônes adventifs extérieurs, le Monte Rado, situé sur la crête même, à l'ouest de Bagnorea, a rejeté une grande quantité de téphrite (d'andésite, d'après Washington) qui lui forme une sorte de

socle et qui est postérieure aux tufs et à la leucitophyre de Bagnorea. Le Fattorracio, situé à 4 kilomètres au N.-E. de Bolsena et le Landro, à 7 kilomètres et demi au N.-O., tous deux sur l'arête également, ont émis de la leucitite. Le Torre Alfina a rejeté du haut de la colline éocène qui limite les Vulsini à l'est d'Acquapendente, une coulée d'andésite qui s'est répandue sur la grande nappe de leucitite. Enfin, entre ces deux dernières bouches du Bolsena, un véritable plateau lavique, long de 6 kilomètres, large de 3, surmonté il est vrai par une intumescence de lapilli, à peine sensible et où ne se voit aucune trace d'orifice, semble former un point d'émission à part et tout à fait caractéristique. Le plateau qui le supporte est presqu'en entier formé d'une couche de trachyte épaisse de 50 mètres. Plus bas, on aperçoit des leucitophyres, puis des andésites, ensuite la leucitite de Bolsena. Au sud, ces trachytes sont recouverts par des tufs et la leucitite du Landro.

Le Bolsena offre donc, du moins dans sa partie bien connue, à l'inverse de ce qui s'est passé pour le Latera, une augmentation régulière dans le degré d'acidité des produits : leucitite andésite, leucitophyre et trachyte. Il est vrai que cette dernière phase acide fut suivie par une phase de nouveau basique, à peu près générale dans le massif de Bolsena.

Le groupe de Montefiascone, le troisième des Vulsini, situé au sud-est du lac, emprunte son nom à la cité qui en couronne à l'altitude de 633 mètres, le plus haut piton. Ce piton est d'ailleurs un cône secondaire dominant les trois grandes cuves principales du groupe, en partie cachées sous ses produits, ouvertes à l'ouest, au sud-ouest et au sud-est de la ville et ayant des diamètres moyens de deux kilomètres. La chaudière occidentale, la plus régulière, le « Valli », au milieu de laquelle un neck de lave représente encore la cheminée, n'est probablement que la partie orientale et la conséquence d'une phase plus jeune, d'une chaudière plus vaste, de longueur double, aujourd'hui disparue sous les eaux du lac. L'île de Martana, l'échancrure sous-marine qu'elle domine à l'ouest et la petite butte submergée que les sondages ont révélés à deux kilomètres à l'est constituent pour Moderni une autre bouche d'éjection appartenant au domaine du Montefiascone.

En plus du piton de Montefiascone, le troisième groupe vulsinien ne compte que trois cônes secondaires, bosses de cendres et de lapilli,

situées à quelques kilomètres au sud et au sud-est des grands cratères. Il semble donc qu'ici aussi, comme à Latera, mais avec beaucoup moins d'envergure et de belle ordonnance générale, de petits orifices assez éparpillés aient succédé à des bouches centrales plus vastes.

Presque tous les matériaux rejetés par le groupe de Montefiascone sont des produits incohérents, plus ou moins durcis après leur apparition. Ils présentent toutefois quelques particularités; c'est, en effet, en ce seul endroit des Vulsini que le péperino, conglomérat volcanique à peu près semblable à celui des Cimini et des Laziali, du très probablement à des éruptions boueuses, a été signalé; il recouvre en grande partie les versants oriental et méridional jusqu'à près de cinq kilomètres de distance du piton central. Aux cuves principales appartiennent sans doute les lambeaux de tephrites du versant méridional et la masse de lave inconnue qui s'étend sur plusieurs kilomètres carrés de surface au sud-est. Peut-être même faut-il y rapporter l'immense nappe de leucitite longue de quinze ou vingt kilomètres qui alterne avec les tufs du versant sud-occidental, des bords du lac jusqu'à quatre kilomètres au sud-est de Toscanella. Quant aux cônes secondaires, ils n'ont émis que de petites coulées de lave leucititique ou de nature encore inconnue.

Enfin, Moderni considère comme restes d'un quatrième groupe vulsinien l'île de Bisentina et la partie avoisinante. Ce groupe aurait occupé ainsi la partie déprimée du massif, entre le Latera et le Montefiascone.

L'île triangulaire est formée à l'angle occidental de téphrite plongeant à l'ouest, de tuf plongeant au sud-ouest dans l'angle du nord, de tuf plongeant au nord-ouest dans l'angle du sud. Jointes à la connaissance d'une échancrure dans le bord sous-lacustre au sud-est de l'île, d'une butte immergée à trois kilomètres au nord-est, et du point de plus grande profondeur du lac, à deux kilomètres également au nord-est, ces remarques ont conduit Moderni à admettre l'existence d'une énorme bouche éruptive, longue de six kilomètres du sud au nord, large de moitié, subdivisée ensuite en deux cuves de moindre importance : la grande bouche aurait rejeté la téphrite de Bisentina, les deux autres les tufs. Parmi les produits émis par ces évents volcaniques, il faudrait compter le *nenfro*, tuf trachytique appartenant aux plus anciennes manifestations des Vulsini et affleurant au midi de Toscanella. Les énormes nappes de téphrites qui bordent jusqu'à la

limite du massif les deux rives de la Marta seraient également issues de ces chaudières, et peut-être une partie de la grande coulée de leucitite qui les accompagne à l'orient.

Quant aux petites masses de leucitophyre, d'andésite et de trachyte qui affleurent en divers points de cette région du sud, il est impossible de leur assigner une origine quelconque. Moins encore que pour la leucitite et la téphrite, on ne peut dire si elles proviennent du Latera, du Bisentina ou du Montefiascone. Il n'est même pas improbable que la petite masse trachytique (roche semblable aux premières émissions du Latera) qui surmonte en quelques points le nenfro, soit une émission spéciale, à part, comme celle de Campiglia ou Orciatico. [MODERNI.) De plus, aucune relation ne peut être indiquée entre la venue de ces divers produits, si ce n'est toutefois l'ancienneté du nenfro.

Les quatre ou cinq petits cônes secondaires qui bordent le lac ont rejeté, avec des produits meubles divers, quelques petites coulées de leucitite. L'une d'elles s'avance en promontoire hardi dans les eaux, et supporte la petite cité de Capodimonte.

Tels sont, dans leurs grands traits, la région vulsinienne et les divers groupes qui la composent. Quoique déjà bien connus en certains points et par quelques-uns de leurs caractères, il n'est pas possible encore d'indiquer les rapports qui lient ces divers groupes, la concordance ou l'alternance des phases, dans la succession de leur développement; de préciser l'époque à laquelle se forma la cuvette centrale et les causes de cette formation; ni de réunir en une histoire générale les diverses histoires particulières.

En tous cas, les manifestations volcaniques débutèrent vers la fin de la période pliocène, comme l'attestent les débris éruptifs mêlés aux couches sédimentaires. Un peu partout autour du volcan les assises d'argile marine alternent avec des lits de graviers, de sables et de calcaires fossilifères auxquels se mêlent des fragments de roche fondue et de petites strates de tuf. Les premières éruptions eurent donc lieu dans la mer, alors qu'un vaste golfe prolongeait jusque vers Orvieto le bassin tyrrhénien. Mais elles devaient bientôt se produire à l'air libre. Le peu de profondeur des eaux, les mouvements d'élévation du sol, joints à l'obstacle que présentaient les collines bordières entre lesquelles devaient se former des cordons littoraux, devaient faciliter la transformation de cette baie marine en marécage saumâtre. Les

apports des fleuves descendus des chaînes apenninnes, et les matériaux rejetés par les éruptions achevèrent le travail de comblement. Toutefois, avant que les eaux ne se fussent tracé un chemin stable vers la mer, des nappes d'eaux douces occupaient encore de vastes espaces, où elles déposaient de minces strates sédimentaires riches en diatomées minutieusement étudiées par Clerici (1). Mais il semble cependant que la plus grande partie des Vulsini se forma à l'air libre, au milieu d'une contrée asséchée.

Il est très difficile d'indiquer l'époque à laquelle l'activité cessa. De Stefani et Stoppani s'accordent pour placer dans la période paléolithique l'extinction du volcan. D'après Gualterio (2), qui trouva des armes préhistoriques dans les environs du lac, il semblerait qu'en ces régions, l'homme néolithique fît une apparition, précédée et suivie de périodes d'abandon et l'auteur se demande si cette arrivée ne correspond pas à une période de calme du volcan entre deux périodes de manifestations violentes.

Dailleurs, si de mémoire d'homme les Vulsini n'ont plus d'explosions brusques ni d'émissions de roches fondues, on ne peut les considérer comme complètement éteints. Aux divers phénomènes qui édifièrent les appareils, se joignit l'émission de sources minérales et thermales dont l'activité se prolonge encore aujourd'hui. Partout les eaux, les vapeurs et les gaz sourdent de la terre, comme une énorme transpiration : sources sulfureuses acidulées, sulfo-ferrugineuses ou ferrugineuses, chargées de chlore, de soude, de potasse, de brome, d'iodes ou d'arsenic; solfatares émettant de l'acide sulfurique ou carbonique. Quelques-uns de ces évents débouchent dans les cratères mêmes des volcans, mais la plupart sont répandus sur les versants extérieurs et surtout à la périphérie. Au sud-est dans la plaine de Viterbe, entre les Vulsini et les Cimini, il n'y a pas moins de soixante sources auprès desquelles on a retrouvé quarante thermes romains. C'est également vers la périphérie que les dépôts de travertin se formèrent et quelques-uns atteignent des dimensions considérables. Celui

---

(1) Plusieurs articles dans les *Bol. d. Soc. geol. italiana*, et les *Rendiconti d. R. Accad. dei Lincei*.

(2) *Delle armi di pietra trovate attorno al lago di Bolsena e...* Atti d. Reunione straordinaria del. Soc. Ital. d. Sc. natur., in Vicenza 1868, p. 298-302, Milano 1869.

qui s'étale au sud-ouest du Monte Canino n'a pas moins de 65 kilomètres carrés de superficie; ceux de Capodimonte, au sud-est d'Orvieto ne couvrent pas une surface aussi vaste, mais il semble que les sources qui les ont formés aient eu plus de constance dans leur débit, car on les trouve à tous les étages intercalés entre les couches de produits volcaniques.

Cimini est le nom sous lequel on désigne le massif volcanique qui, vers le sud-est, fait suite aux Vulsini.

Le groupe, un des plus élevés de l'Italie, est à la fois majestueux et simple. Sa partie saillante a la forme d'une gibosité très régulière. allongée sur 25 kilomètres du N. (un peu N.-E.) au S., large d'une vingtaine de kilomètres et surmontée par deux exhaussements d'allure conique. L'une de ces sommités suprêmes, celle du nord, se termine à 1,053 mètres d'altitude par le Monte Cimino; elle domine tout le système ciminien et les volcans de la province romaine. Sur ses flancs supérieurs, une dizaine de buttes de 500 à 800 mètres de hauteur absolue, 100 à 300 de hauteur relative, entourent le culmen à quelques kilomètres à l'E. au N. et à l'O. et semblent les perles d'un gigantesque collier. La plus importante d'entre elles (802 mètres), celle du S.-O., est la Pallanzana, la montagne de Viterbe dont les pentes inférieures supportent la vieille cité.

L'autre sommité ciminienne occupe la partie méridionale du système. Elle serait d'un volume plus considérable que la précédente et porterait son sommet plus haut dans le ciel que le Cimino, si les pentes extérieures en étaient régulièrement prolongées. Mais ce cône est tronqué et fortement évidé par un cratère de 6 à 7 kilomètres de diamètre, cuve aux parois abruptes, très régulièrement arrondie, excepté à l'ouest où l'irruption d'un dyke, le Monte Fogliano, a rejeté sa muraille vers l'intérieur. L'arête qui au Fogliano a 963 mètres d'altitude garde 750 mètres de hauteur moyenne dans la partie septentrionale et orientale, tandis qu'au sud elle n'en compte que 600 à 650; une large brèche s'ouvre d'ailleurs de ce côté. Le fond du cratère (500 mètres d'altitude), est occupé dans sa partie nord-orientale par un cône secondaire, Monte Venere, ou « Mont de Vénus » (800 mètres), dans sa partie méridionale par un lac en forme de croissant, d'environ 50 mètres de profondeur. Jadis le lac entourait complètement la montagne intérieure et lui formait un anneau, mais

la brèche du sud-est, par laquelle s'échappe l'émissaire, a été abaissée et la nappe lacustre s'est peu à peu retirée vers les bas-fonds, laissant comme traces de son ancienne extension des dépôts et des marécages.

Les pentes inférieures des Cimini s'inclinent en douces ondulations, au N. vers les Vulsini, à l'O. vers les collines tolfaciennes, au S. vers les Sabatini et à l'E. vers la vallée du Tibre qu'elles dominent de quelques dizaines de mètres. Mais la base du massif dont les produits furent arrêtés au N. et au S., lors des éruptions, par les deux groupes volcaniques voisins, ne correspond pas à l'allure générale du relief. Son périmètre, sensiblement elliptique, s'allonge d'E. en O. perpendiculairement à la partie saillante des Cimini, avec environ 40 kilomètres de grand axe, 25 de petit axe.

Les rivières qui naissent sur les pentes supérieures des Cimini et fuient avec une régularité remarquable dans toutes les directions avant de rejoindre les eaux du Tibre ou de la Marta, n'ont pas attaqué le massif de façon aussi intense qu'aux Vulsini. Il est vrai que le déboisement n'a pas pris des proportions aussi considérables, et, si ce n'est sur les flancs du Monte Venere et autour de quelques cités, les forêts enveloppent encore presque complètement le massif. Les agglomérations humaines sont également plus nombreuses que sur le système voisin ; Viterbe, « la ville aux belles fontaines et aux belles filles », compte aujourd'hui plus de 20,000 habitants.

Quoique l'emplacement, la nature des produits, l'âge et l'histoire des Cimini et des Vulsini soient à peu près identiques, les deux domaines volcaniques présentent toutefois de grandes différences. D'une façon générale, les Cinimi forment un système moins complexe que celui des Vulsini ; ils ne couvrent pas une superficie aussi vaste ; les groupes qui les composent sont moins nombreux et surtout moins subdivisés en cratères et cones secondaires ; aucun accident considérable et d'origine encore fortement discutée n'est venu troubler et compliquer leur allure et leurs relations. En somme, il reste au sujet des Cimini, une part beaucoup moins grande d'inconnu.

Comme pour le grand massif vulsinien, les travaux géographiques et géologiques traitant de la région abondent. La plupart, il est vrai, sont très anciens ou n'étudient le massif que d'une façon fragmentaire. Parmi les savants qui nous ont décrit les Cimini avec le plus

avec le plus de soin et d'homogénéité, il faut citer Verri et surtout Sabatini dont le travail est d'ailleurs tout récent.

Les Cimini se sont édifiés entre les chaînes apennines et le massif de collines bordières qui forme le soubassement du volcan Tolfa, et si près de cette dernière intumescence de l'écorce terrestre qu'ils semblent en occuper le flanc nord-oriental, un peu au delà du Tolfa, tandis que les premières arètes de l'Apennin ne s'érigent qu'à 15 ou 20 kilomètres à l'orient.

Dans toute la partie voisine de ces collines bordières, les produits volcaniques reposent surtout sur les calcaires et les schistes des trois sous-étages éocènes, un peu sur les marnes du pliocène inférieur. Le niveau de contact varie selon la disposition et la forme du terrain. D'environ 150 mètres à l'ouest, où le massif est régulièrement bordé par une chaîne de petites collines arrondies de quelques centaines de mètres de hauteur, il se relève à 200, 300 et même 400 mètres à mesure qu'on s'avance vers le sud. Dans cette région sud-occidentale qui se projette entre Cimini et Sabatini occidentaux, les assises du tertiaire inférieur assez irrégulièrement plissées ont pris, en effet, des allures un peu cahotiques et formé plusieurs chaînons de 450 à 600 mètres d'altitude, alignés de façons diverses, aux flancs desquels s'appuient les matériaux volcaniques. Les sédiments se prolongent même en plein domaine éruptif jusqu'à quelques kilomètres à peine des cheminées; on les voit affleurer comme des îlots au sud de Ronciglione où ils ont encore 350 mètres d'altitude, au sud de Vetralla où leur hauteur est de 365 mètres au-dessus du niveau marin.

Quelques petits affleurements sédimentaires se montrent dans la partie septentrionale des Cimini. A Villa Ravicina, près Viterbe, se voit le seul dépôt côtier de tuf calcaire reconnu dans le voisinage du volcan. A Bagnaia, au pied nord-occidental de la Pallanzana, Verri a signalé sous la roche trachytique, la marne pliocène à une altitude de 450 mètres.

Le soubassement reparaît dans toute la partie orientale, profondément érodé par le Tibre dont la vallée borde le massif. Les érosions de la Vezza l'ont mis à nu au N.-E., celles de la Treja au S.-E. Il garde une hauteur moyenne de 150 à 250 mètres. Hormis l'affleurement de roches antépliocènes, vaguement signalé par Verri, entre Orte et Bassanello, le sol est essentiellement composé de ce côté, de sédiments marins du pliocène supérieur et de dépôts plutôt saumâtres et conti-

nentaux du quaternaire. Aux assises argileuses de base succèdent des couches de marnes et de sables, puis des lits de graviers et de cailloux tertiaires encore. C'est dans la partie la plus haute de cette série que se rencontrent les premiers éléments volcaniques, représentés surtout par l'augite. A l'époque moderne correspondent de petits lits de graviers et de sables cimentés de calcaires, dans lesquels s'intercalent des croûtes travertineuses et contenant abondamment des éléments volcaniques variés. Toutes ces couches plus ou moins épaisses sont ondulées et leur inclinaison peut dépasser 45 degrés [VERRI]. Au delà du Tibre, elles vont s'appuyer à la grande arête régulière du San Pancrazio (1,026 m.), aux roches triasiques et liasiques, qui prolonge vers le S.-E. la chaîne d'Amelia.

Les premières éruptions ciminiennes eurent donc lieu à la fin de l'époque pliocène, alors que la mer Tyrrhénienne s'avançait encore à l'intérieur des terres, en un vaste golfe où le Tibre, la Nera et d'autres rivières descendues des Apennins, venaient déverser les débris arrachés aux montagnes et les restes de plantes et d'animaux. L'apport des cours d'eau, la sortie des masses brûlantes internes comblèrent peu à peu la dépression et la transformèrent en une vaste maremme que des cordons littoraux alignés entre les montagnes bordières, séparèrent de la haute mer. En même temps, un soulèvement important contribua à rejeter la mer dans ses limites actuelles et les épisodes volcaniques, qui à l'origine avaient été sous-marins, furent définitivement subaériens. Il n'est pas douteux que ce mouvement d'élévation du sol eut une influence sur les phénomènes volcaniques.

En réalité les Cimini sont formés par deux volcans distincts, ayant leur physionomie à part, quoique leur histoire soit mêlée assez intimement, et les deux cônes suprêmes qui couronnent le massif en représentent les parties supérieures.

On a signalé quelques dépressions de faibles dimensions, au sommet et sur le flanc méridional du Cimino, ainsi qu'à la Pallanzana, mais aucun indice certain n'a permis de reconnaître de cratère dans le massif du nord, connu sous le nom de Cimino proprement dit ou de Montagne de Soriano. Quelques auteurs ont vu dans les buttes secondaires qui entourent le cône supérieur, des appareils adventifs greffés sur la cheminée principale. Mais aucun orifice certain, aucune coulée distincte de lave ne se montrent sur les flancs ou au pied de ces collines ; de plus, les matériaux qui les composent n'offrent pas la dispo-

sition inclinée commune aux appareils secondaires; ce sont plutôt des masses compactes, divisées en bancs horizontaux par les lithoclases. D'autres auteurs supposent que ces intumescences, premières émissions du massif, représentent des cumulo-volcans. Pour Sabatini, les buttes forment les restes d'une ancienne chaudière volcanique fragmentée, de 6 à 7 kilomètres de diamètre, au milieu de laquelle un cône plus jeune, le Cimino, s'est édifié, comme un Vésuve dans une Somma, et dont la partie méridionale est complètement détruite ou cachée sous les produits du volcan voisin. C'est en effet autour de ces deux orifices concentriques, la grande chaudière et le cône supérieur, que rayonnent les produits rejetés.

Les orifices du Vico, c'est-à-dire du massif méridional, sont plus nettement reconnaissables que ceux du Cimino. La plupart des géologues s'accordent pour voir dans la grande chaudière, un cratère véritable, dû à de gigantesques explosions. Le Monte Venere, cône secondaire intérieur, et le dyke de Fagliano, représenteraient les dernières phases d'activité du système ciminien. Des coulées épaisses de laves rayonnent autour de la vaste cavité terminale, mais ce sont surtout les matériaux incohérents qui ont contribué à la constitution du Vico.

La structure des Cimini est, en somme, d'une grande simplicité. A l'opposé de ce qui se voit dans certains groupes vulsiniens, aux Sabatini, aux Campi Flegreï et autres massifs complexes de l'Italie, où les orifices de sortie ont varié de façon considérable pendant l'histoire du volcan, les deux massifs ciminiens présentent dans la position de leur cheminée une grande rigidité. Quelles qu'aient été les phases diverses d'ém s s on, il semble certain que la montée des produits s'est faite exclusivement par deux grands conduits centraux. Les orifices ont tout au plus varié localement en se rétrécissant. Les deux volcans ne présentent même pas, comme au Latera, au Vesuvio ou aux Laziali, qui eux aussi ont gardé une grande rigidité dans la position de leur cheminée principale, des bouches et des cônes secondaires sur les flancs extérieurs; le Fagliano n'est qu'un filon, d'ailleurs encore dans la cuve centrale, et la bouche signalée par Verri près de Civita Castellana est tout à fait douteuse.

Les produits rejetés par les deux volcans sont assez variés. Ils offrent comme aux Vulsini deux types principaux, l'un trachytique, l'autre leucitique, apparaissant souvent isolés et clairement distincts,

mais présentant aussi en quelques endroits des gradations successives de l'un à l'autre. On a cherché à voir des oscillations régulières dans le degré d'acidité des roches successivement apparues. En réalité, le seul fait remarquable de ce genre est l'apparition de roches à sanadine d'abord, puis de roches à leucites. Les premières caractérisent le Cimino, les secondes le Vico.

Les matériaux les plus anciens des Cimini, hormis les éléments disséminés dans les sédiments de base, sont des trachytes à 62 p. c. de silice, à pâte grise, rougeâtre ou blanchâtre, vitreuse ou fluidale, contenant des cristaux de sanidine longs de 2 centimètres, de l'hypersthène et du mica abondamment. A l'œil nu, on dirait une lave. Sabatini appelle cette roche pépérite des hauteurs (1), parce qu'elle apparaît au cône terminal du Cimino et forme la plupart des buttes secondaires qui entourent ce sommet. Elle constitue probablement le noyau du volcan.

Contre les parois assez abruptes de cette roche vient se plaquer une roche de composition semblable, mais à cristaux généralement plus petits, et dont la pâte est diversement colorée suivant le degré d'altération : grise lorsque la roche, le moins altérée, à la consistance du tuf lithoïde ordinaire, puis rougeâtre ou verdâtre, enfin jaune ou blanche lorsque ses éléments n'ont plus aucune cohésion. C'est la pépérite typique de Sabatini, le Pépérino des habitants de la contrée, la Nécrolite de Brocchi. Cette roche, qui s'étale à l'est, au nord et à l'ouest comme un vaste manteau sur les flancs du Cimino, jusqu'à plus de dix kilomètres du cône supérieur, est de nature encore très discutée. Les uns y voyaient une lave, d'autres un tuf véritable, d'autres encore des fragments de la pépérite des hauteurs. Sabatini suppose qu'il s'agit ici d'une brèche ignée, formée par des lambeaux de roches fondues resoudés en masses compactes lors de leur chute sur le sol brûlant et à la faveur d'une haute température de l'atmosphère environnante. Les mouvements qui devaient se produire dans ces amas visqueux étaient insuffisants pour leur donner l'aspect de coulées, mais ils pouvaient en certaine partie amener la structure fluidale. Un laps de temps assez considérable dut s'écouler entre la

(1) Elle n'a rien de commun avec la pépérite de Limagne qui n'est probablement qu'un tuf basaltique.

formation des deux pépérites. La pépérite typique commença à se déposer alors que la mer avait déjà fortement attaqué les premiers matériaux, et ses bancs inférieurs englobèrent les cailloutis arrachés à la pépérite supérieure.

Les derniers produits du Cimino, relativement acides, furent rejetés par le cône central. Des lambeaux de labro-andésites à mica noir, andésine et hypersthène, d'andésite à mica noir et olivine, différant seulement de la pépérite sousjacente par la présence de ce dernier élément se montrent au sud de Soriano. Une coulée d'andésite à olivine descend du sommet du Cimino jusqu'à la Madona di Loreto, à quatre ou cinq kilomètres au nord-est. Une autre coulée de labradorite, passant à la labro-andésite à mica noir et olivine, avec environ 55 à 57 p. c. de silice, descend vers la Quercia, à huit kilomètres au nord-ouest, en passant entre la Pallanzana et la butte de San Valentino. C'est cette dernière roche que Washington désigne sous le nom de *Ciminite* et Ransome sous celu de *Latite* [SABATINI].

La plupart des géologues s'accordent avec Sabatini pour déclarer que le Cimino n'était pas encore éteint lorsque le Vico entra en éruption. Toujours est-il que l'activité du volcan du sud ne débuta que longtemps après celle de son voisin et qu'elle se maintint très probablement bien au delà du temps où toute manifestation violente avait cessé de se produire au Cimino. Le foyer principal du massif s'est ainsi déplacé du nord au sud.

Si, comme le suppose Sabatini, la roche trouvée au fond du Fosso Malino appartient au Vico, les premières éruptions du volcan méridional rejetèrent de la leucotéphrite acide; cette roche est intercalée entre la pépérite typique et les tufs lithoïdes qui d'ailleurs en contiennent des fragments. Quant aux tufs lithoïdes, formation générale, qu'on retrouve dans toute l'Italie centrale volcanique, ils constituent en grande partie le massif de Vico où ils peuvent atteindre des épaisseurs de plus de 100 mètres. Ils entourent les Cimini comme un croissant ouvert au nord et quelques plaques seulement se retrouvent aux flancs septentrionaux du Cimino. Ces tufs sont généralement jaunes, parfois bleuâtres, rougeâtres ou gris; ponceux à la base, ils sont chargés de leucites vers la partie moyenne, au sommet ils alternent avec des couches épaisses de lapillis leucitiques. On n'est pas d'accord sur l'origine de ces matériaux; Verri y voit les produits d'éruptions fangeuses.

C'est dans ces tufs divers ou sur leur surface, que sont intercalés ou posés les autres produits du Vico. Verri signale de grandes masses de leucitophyre sur tout le versant nord-occidental. En divers points, à l'ouest, au sud, à l'est, on voit affleurer des leucotéphrites. Les unes sont acides, les autres basiques ; elles renferment des cristaux de leucites variant de 2 centimètres de grandeur à un état si petit, qu'elles ne semblent plus sur la roche qu'un fin pointillage blanc. D'une façon générale, ces roches sont situées d'autant plus haut qu'elles renferment des éléments plus volumineux, mais parfois aussi les roches à petites leucites sont intercalées parmi les autres. Le « Petrisco » n'est qu'une variété de leucotéphrite acide, très fendillée. Une coulée formée par cette roche, la plus longue des Cimini, commençant au sud du Cimino s'étend sur plus de 11 kilomètres vers le nord-ouest. Au pied de la Pallanzana elle se divise en deux branches dont l'une, celle du sud arrive aux portes de Viterbe. Quoique le point d'origine de cette coulée soit absolument invisible, il est très probable qu'elle appartient réellement au Vico : d'autres roches de composition semblable apparaissent sur les pentes du volcan, dont elles sont issues, et le pendage général du flot de pierre est bien celui que prendrait une coulée déversée du bord septentrional du Vico.

Postérieurement à l'émission de ces laves, le Vico rejeta encore avec des matériaux incohérents, des trachytes semblables à ceux des Vulsini, qui s'injectèrent en filons à travers les matériaux déjà déposés des environs de Vétralla, des trachy-andésites, des andésites micacées, des labradorites visibles en quelques points sur les flancs extérieurs de la montagne, ou sur la coupe que présentent les remparts du cratère. Le Monte Venere émit vers le sud-est de petites coulées de leucotéphrites et projeta quantité de cendres de scories et de lapilli. Enfin au versant occidental de cette butte interne, ainsi qu'au Monte Fogliano, une dernière manifestation injecta des dykes que vom Rath dit formés de trachyte leucitique, Rosenbusch de phonolite.

On ne sait exactement vers quelle époque se terminèrent les éruptions ciminiennes. Il ne reste aujourd'hui de cette activité intense que quelques manifestations atténuées. Les Cimini partagent certes avec les Vulsini les soixante sources du Piano di Viterbo. Des eaux sulfureuses jaillissent au midi du Vico, entre Nepi et Ronciglione ; d'autres sources encore, tant minérales que thermales s'épanchent des flancs du

massif à Bagnaccio, à Orte, etc. Des bancs de travertins étagés dans les couches volcaniques depuis les graviers du sous-sol témoignent également de la constance des sources calcaires. La colline travertineuse de San Sisto, le long de la route de Viterbe à Vetralla, a l'aspect d'une échine longue de 60 mètres, haute de 5 à 7 mètres Aux environs de Viterbe la source de Bulicame (80 degrés), a formé un amas copieux de concrétions : elle continue d'ailleurs encore son travail de nos jours.

Le troisième massif volcanique romain est connu sous le nom de

Sabatini ou de *volcan de Bracciano.* Il s'étend immédiatement au N.-O. de Rome et l'on peut voir du haut de quelqu'édifice de la capitale italienne, l'un ou l'autre de ses pitons ou de ses arêtes cratériques fermer l'horizon, au-delà des mornes espaces de la Campagne.

La partie saillante du massif, celle où les produits ont gardé le plus de cohésion, celle, d'ailleurs, où les phénomènes volcaniques se sont manifestés avec le plus d'intensité, occupe un espace assez régulièrement elliptique, de 40 kilom. d'E. en O. de 25 du N. au S. Elle est limitée au N. par la Treja, qui la sépare des Cimini, à l'O. par les collines tolfaciennes et les massifs trachytiques de Cerveteri, au S. par la Campagne de Rome et à l'E. par le Tibre et la colline allongée de Soratte. Cette région supérieure n'a pas la vigueur de relief des massifs ciminiens et aucune saillie imposante n'invite le voyageur à l'ascension. Mais elle rivalise en majesté avec le groupe du nord, par l'incomparable bassin de Bracciano qui en occupe la partie occidentale, vers le foyer ouest de l'ellipse de base. L'énorme coupe, plus régulièrement circulaire encore que celle de Bolsena compte 8 à 9 kilomètres de diamètre. Le miroir argenté de ses eaux, dans lequel se reflètent les parois escarpées mais en général peu élevées du bord et les quelques cités groupées sur la crête, n'est qu'à 160 mètres au-dessus du niveau de la mer et les points les plus bas que la sonde ait révélés donnent à la nappe liquide une épaisseur de 156 mètres. Une ville ruinée, dit la légende, l'antique Sabate ou Sabatia, qui a donné son nom au massif, dormirait dans les profondeurs, engloutie à une époque éloignée par une effroyable catastrophe.

Toute la région qui s'étend au N. au NO. et à l'O. de la vasque lacustre est très accidentée. Quantité de collines aux pentes boisées, aux sommets généralement arrondis s'y dressent les unes à côté des

autres, laissant entre leurs pieds d'étroites vallées ou de petites plaines transformées en marais. D'une façon générale, elles forment un vaste croissant autour de la cavité de Bracciano et c'est dans la partie médiane que la surrection est la plus marquée. Tandis que les collines qui s'érigent au NE. et au SO. du lac parviennent à peine à une hauteur moyenne de 300 à 350 mètres, celles qui se dressent au N. et au NO. atteignent 500 mètres d'altitude moyenne au-dessus du niveau marin. Le Rocca Romana, piton suprême du massif sabatin, porte à 602 mètres sa cime pyramidale, au NNO. de Trevignano. A quelques kilomètres plus loin, dans la direction des Cimini, le Monte Calvi atteint 585 mètres, le Monte Termini 590. Une autre intumescence importante, dont le pied est baigné par le lac au NO. est le Poggio il Sassetto ; elle atteint 530 mètres.

Vers l'orient au contraire, un groupe de cavités succède à la dépression de Bracciano. La Terre offre peu d'exemples d'une disposition aussi régulière que celle de ces cuves. Quatre d'entre elles sont rigoureusement alignées suivant le grand axe du massif et la plus orientale occupe le foyer oriental de l'ellipse de base. Elles sont si rapprochées que leurs arètes sont tangentes. Leur diamètre respectif est d'autant plus grand qu'on s'éloigne davantage du lac ; le bassin de Polline, la cavité qui touche au bord oriental du Bracciano n'a qu'un kilomètre et demi ; à Martignano la distance d'un bord à l'autre est de deux kilomètres et demi ; elle atteint trois kilomètres et demi au Baccano, la coupe la plus régulièrement circulaire du groupe, et 4 ou 5 kilomètres au Scrofano. Les trois autres cavités du groupe ont d'un à deux kilomètres de diamètre : elles s'ouvrent au N. du Martignano et du Polline.

Une seule parmi ces dépressions caractéristiques, celle de Martignano, a retenu les eaux dans l'intérieur de son enceinte et sa partie occidentale est ainsi occupée par un beau lac ovalaire. Mais la plupart des autres cuves ont au moins gardé des traces, dépôts ou marécages, d'une ancienne occupation par les eaux. Quelque brèche ouverte dans l'enceinte aura permis aux lacs de se vider.

En général le fond des cavités orientales du groupe sabatin. est à 200 mètres au-dessus du niveau marin, mais la hauteur des crêtes varient. Elle augmente toutefois assez régullèrement de l'O. à l'E. en même temps que les diamètres s'élargissent ; d'environ 250 au Polline elle passe à 300 et 350 mètres plus à l'est. Le point le plus élevé de

cette partie des Sabatini se dresse entre la cuve de Baccano et celle de Scrofano; c'est le Monte Razzano qui atteint 433 mètres au-dessus des mers.

Excepté dans toute la région nord-occidentale où la tortueuse Mignone sépare à peine les collines volcaniques sabatines des chaînons sédimentaires de la Tolfa, de toutes parts autour du lac, des collines, des cavités, les pentes du massif s'inclinent vers l'extérieur plus ou moins régulièrement. Les produits volcaniques s'étalent encore bien au-délà des limites ovalaires de la partie saillante, d'une part vers le sud, jusqu'aux marais du littoral et aux berges du Tibre, d'autre part vers l'Est, autour du Monte Soratte et même par delà les bords orientaux du fleuve de Rome, et cette masse de matériaux ajoute à la surface couverte par les Sabatini un espace de plusieurs centaines de kilomètres carrés. Mais les produits volcaniques ne se présentent en ces régions qu'en couches peu épaisses et d'ailleurs fortement divisées par les érosions. De plus, il n'est point douteux qu'une bonne partie d'entre eux appartiennent aux éruptions du volcan lazial, qui s'érige au sud de Rome et aux petits orifices volcaniques signalés par Moderni entre Rome et Poggio Mireto.

Le sous-sol du massif de Bracciano est, dans ses grands traits, semblable à celui des autres volcans romains, mais il offre toutefois quelques particularités caractéristiques. Les collines tolfaciennes supportent les produits volcaniques à des hauteurs de 3 et 400 mètres, davantage même. Elles sont formées, comme on sait, d'assises calcaires et schisteuses assez fortement plissées, appartenant aux trois étages éocènes. De plus, elles ont été percées du coté oriental par des roches trachytiques, probablement miocènes, formant trois groupes, dont deux sont isolés dans les produits sabatins à 3 ou 4 kilomètres des bords du grand lac. Quelques petits lambeaux de marnes du pliocène inférieur apparaissent également de ce coté à la limite du massif sabatin ou au pied des roches trachytiques.

Au NE. du massif, l'accident le plus curieux est représenté par le Monte Soratte. Cette colline, de 5 kilomètres de long sur un ou deux de large, dirigée NO.-SE. et dont le sommet atteint 691 mètres de hauteur est en somme un lambeau de voûte anticlinale. Elle est formée de couches concordantes de calcaires divers appartenant au triasique supérieur et au jurassique et plongeant au SE. A 8 kilomètres environ dans cette même direction un affleurement jurassique

reparaît et dans l'espace intermédiaire l'éocène moyen est également visible. Les argiles, marnes et sables pliocènes enveloppent ces terrains du secondaire et du tertiaire inférieur et s'étendent d'ailleurs, de l'autre coté du Tibre jusque sur les flancs des premières chaînes apennines. Leur niveau de contact avec les tufs volcaniques est à 200 mètres environ au-dessus du niveau marin.

Dans tout le reste des Sabatini, partout où le sous-sol apparaît, c'est-à-dire, au SE. et surtout au S. où les rivières ont si régulièrement affouillé le sol, le socle du massif est essentiellement constitué par les mêmes assises pliocènes que celles qui entourent la colline de Soratte. Parfois un peu de gravier et de calcaire s'y mèle, et, en quelques endroits, notamment au NE. de Rome le quaternaire participe également à la formation du substratum. L'altitude moyenne dans toute cette partie du massif, va en diminuant de la partie saillante vers le S. De 125 mètres encore à 10 kilomètres du lac et des cavités orientales, elle baisse peu à peu à 100, puis à 75 et n'offre plus au bord du bas Tibre que des hauteurs voisines de 50 mètres.

D'une façon générale, le socle du massif de Bracciano a donc une inclinaison N.-S. et l'on peut supposer que sa hauteur moyenne sous la partie saillante du massif est de 150 mètres environ. La cavité de Bracciano serait donc presqu'en entier creusée dans les sédiments.

De même que pour la cavité de Bolsena, les hypothèses sur la formation du bassin de Bracciano ont divisé les savants. Les mêmes arguments et les mêmes objections ont appuyé ou combattu l'une ou l'autre façon de voir, et pour la dépression sabatine comme pour celle des Vulsini, on ne sait pas encore exactement quelles furent les causes originelles. En tous cas, quelques pas ont été faits.

Il n'est certes plus possible d'attribuer la formation du vaste bassin à de gigantesques explosions et de considérer, par suite, cette dépression, comme un véritable cratère ainsi que le sont chacune des autres cuves du massif. Nulle part, pour ainsi dire, sur le pourtour du lac, les produits volcaniques ne se disposent en couches inclinées vers l'extérieur, comme c'est le cas pour les orifices ayant eu cette origine. Aux deux points du bord où ces conditions sont réalisées, il est facile de voir que l'on a affaire à des restes d'édifices secondaires. Il s'agit de deux cratères réguliers, égueulés du coté du lac, l'un, large de deux kilomètres, situé au NE et portant sur son arète la cité de Trevignano, l'autre, large de trois kilomètres, dont il ne reste que la

moitié méridionale, situé au sud du lac et abritant la petite plaine de Vigna di Valle. Au N., au NO. et au SO., au contraire, les tufs s'inclinent vers la vaste dépression et quelques coulées descendues des hauteurs voisines aboutissent au lac. Dans tout le reste du pourtour les produits sont horizontaux ou de stratification incohérente, et il est difficile de rapporter à quelque centre bien défini les petites masses de lave qui s'y intercalent en quelques endroits.

De plus, comme il est probable que la cuve de Bracciano est creusée dans les sédiments, ces masses non volcaniques devraient se retrouver en assises puissantes autour du bassin où les explosions les auraient rejetées. Or, les inclusions des produits sabatins n'offrent aucune surabondance caractéristique.

D'autres auteurs ont vu dans le bassin de Bracciano, une dépression formée par effondrement et donnent pour cause à cet affaissement, le vide produit dans les profondeurs par la sortie des masses volcaniques. La position à peu près centrale de la cuve, sa formation, postérieure à la venue des masses environnantes qu'elle recoupe et déforme, son volume peut-être qui semble de prime abord assez égal à celui des matériaux rejetés donnent à cette façon de voir quelque apparence de réalité. Quoi qu'il en soit, la cavité sabitine est relativement jeune. Elle est postérieure à l'activité des cratères de Trevignano et de Vigna di Valle. La légende de la disparition de Sabate semblerait même placer sa formation dans la période historique.

Les Sabatini présentent une structure assez complexe. Ils se distinguent surtout, par le grand éparpillement de leurs orifices, correspondant sans doute à un réseau serré de fractures de l'écorce, par la diversité et les petites dimensions des appareils et le peu de saillance générale du relief, témoignant d'une production peu abondante. Plus de cinquante orifices ont été décrits par Moderni, autour de la vaste cuvette lacustre. Suivant leur forme et leur structure, on peut les réunir en trois groupes principaux.

Une première catégorie d'appareils est représentée par des cratères d'explosions, à peine surélevés au-dessus des contrées voisines et presque exclusivement formés de matériaux incohérents : ce sont les cavités régulières qui s'alignent à l'orient du lac de Bracciano. Toutes présentent nettement la structure cratérique; quelques-unes, Martignano et Baccano, offrent dans l'intérieur de leur enceinte des

indices de cratère plus petit; Baccano et Scrofano semblent, à leur tour, être contenues dans une chaudière de forme elliptique, beaucoup plus vaste ; Scrofano seule est surmontée de pitons secondaires, dont quatre sur l'arète, au NO., au N. et au SE., deux sur les versants au NE. et au S.

Scrofano, Martignano, Polline et le cratère qui touche au N. à cette dernière cuve, ont probablement émis des coulées de laves dont les restes seraient représentés par les lambeaux rares, insignifiants et éloignés des cratères que l'on rencontre aux environs de Castelnuovo et à l'E. et au SE. d'Aiguillara. Trois des cônes adventifs du Scrofano ont rejeté des laves en coulées peu étendues, mais nombreuses.

A la seconde catégorie d'appareils appartiennent les deux cratères de Trevignano et de Vigna di Valle. La forme conique est ici nettement indiquée et les produits sont représentés par des matériaux meubles et des laves.

Le Trevignano a été en grande partie recouvert par les appareils voisins du N. et du NE. Quelques-uns de ceux-ci doivent, peut-être, être considérés comme des cônes adventifs. Les flancs du volcan ne sont visibles qu'à l'E. et à l'O., et de même que sur la paroi interne du cratère, on peut y reconnaître des couches de tufs et de scories alternant avec des masses de lave. A l'ouest près S. Fillippo, un amas de lapilli indique un infime petit cône adventif.

L'autre cuve, le Vigna di Valle, est plus importante. Sur la paroi interne, une couche de lave s'étend d'un bout à l'autre de l'amphithéâtre, séparant les tufs lithoïdes de la base des tufs incohérents et des cendres du sommet. A cette cuve se rapportent certainement les vastes nappes de lave qui s'étalent sur les flancs. Quelques petits lambeaux se montrent au SE.. mais au sud la masse de pierre fondue couvre une surface de près de 20 kilomètres carrés, s'étendant à partir du quatrième kilomètre du bord jusqu'au dizième, sur deux ou trois mille mètres de largeur. Il y eut probablement de ce côté plusieurs coulées importantes, et aujourd'hui encore, malgré le grand morcellement, c'est la masse lavique la plus considérable des Sabatini.

A l'est du Vigna di Valle, le promontoire qui supporte la cité d'Aiguillara est peut-être un cône adventif du volcan voisin.

Enfin le troisième groupe d'appareils est représenté par des masses coniques ayant donné des laves et des produits meubles, mais où le cratère est généralement absent. Ce sont les collines qui bordent à

l'O. au NO., au N. et au NE. la dépression de Bracciano. On peut y voir quatre massifs principaux formés par la réunion de cônes. Le plus homogène est le massif du Sassetto, intumescence d'environ quatre kilomètres de base, presque en entier limitée par deux affluents du lac. Aux flancs NE., NO. et S. des orifices secondaires surmontent cette gibbosité principale. Celui du S. est formé d'une bouche, au centre et sur l'arête de laquelle deux autres cônes ont surgi. Tous ces orifices ont émis des produits meubles et de la lave en plus ou moins grande abondance.

Moderni a cru reconnaître, sous le Poggio il Sasseto, des indices d'un ancien cratère dont la plus grande partie serait aujourd'hui engloutie sous le lac.

Un second groupe important de cônes est formé par les collines qui se dressent au N. du lac entre Trevignano et Bassano di Sutri; trois d'entr'elles sont assez imposantes : Monte Rocca Romana, Termini et Calvi; une plus petite : Cavriglia. Quelques-unes ont un ou deux cônes ou cratères secondaires constitués par de petites masses de laves dans leurs tufs. Mais il semble que ces cônes volcaniques se soient formés sur l'arête ou à l'intérieur de cratères larges de quelques kilomètres, et dont les plaines marécageuses qui entourent les collines représenteraient les fonds. De sorte qu'on aurait, dans cette partie des Sabatani, le même phénomène que celui du Scrofano, mais plus prolongé. Aux cuves d'explosion auraient succédé des orifices restreints dont les éruptions auraient accumulé les produits en masses coniques et recouvert ainsi presque en entier les premiers appareils.

Ces deux groupes principaux se prolongent par deux groupes de moindre importance. D'une part, vers l'orient où une dizaine de cônes, dépassant rarement un kilomètre de largeur à la base, s'alignent diversement entre Trevignano et Nepi sur un espace de 50 kilomètres carrés. Quelques cratères s'ouvrent également dans cette partie des Sabatini; l'un d'eux, le Monterosi est rempli par les eaux d'un lac; c'est la seule cuve des Sabatini où les produits volcaniques s'inclinent à la fois vers l'extérieur et vers l'intérieur. Des culots de lave se dressant au-dessus des assises meubles indiquent l'emplacement d'anciennes cheminées. Presque tous ces orifices volcaniques ont émis des laves, dont quelques coulées atteignant plus de 5 kilomètres de long se sont répandues vers le NE.

D'autre part, aux deux groupes principaux de cônes, succède au

S le groupe de Bracciano, formé par les 5 ou 6 cônes, dont le plus grand a 1 kilom. 5 de base qui entourent et supportent la ville du même nom. Des apparences de cratère se voient au sommet ou sur les flancs de quelques-uns. Les laves qu'ils ont émises sont en général assez rares et peu importantes. Mais, vers le SO., le Fosso della Mola et deux de ses affluents ont mis à jour sur une longueur de 6 à 7 kilomètres des masses de laves qui pourraient être rapportées en partie du moins au Cappuccini, le plus méridional des cônes du groupe de Bracciano.

On n'a pu encore donner un centre d'origine à la masse de lave qui apparaît sur une surface de 5 à 6 kilomètres carrés au NO. du Calvario, à la limite nord-occidentale du massif Sabatin. Peut-être faut-il y voir un point d'éruption locale un peu éloigné des autres orifices sabatins.

Quoique rejetés par des appareils si divers, les produits sabatins n'offrent pas une aussi grande variété de composition que ceux des grands massifs qui se dressent au septentrion. Les matériaux meubles ou ayant été meubles lors de leur venue au jour sont de beaucoup plus importants que les laves. Ils sont ou lithoïdes ou incohérents, et en général d'autant plus durcis qu'ils sont plus rapprochés du sous-sol, par suite plus anciens. De même, on peut constater de la base au sommet une certaine diminution d'acidité, le remplacement de types feldspathiques par des types à leucite. Des tufs trachytiques sont visibles au fond de la chaudière de Scrofano, dans toute la région qui s'étend au sud-est de ce cratère et vers le nord dans les vallées voisines de Mazzano. D'autres tufs, contenant de grosses ponces noires, ceux que l'on retrouve en si grande abondance aux Cimini et aux Vulsini, apparaissent dans la partie occidentale de la Campagne jusque près des massifs trachytiques de Cerveteri, et au nord même de Rome, sur les deux rives du Tibre; leurs assises puissantes affleurent surtout dans la partie septentrionale du massif sabatin où elles se mêlent à celles des Cimini. A la partie supérieure du massif viennent les tufs basaltiques, les cendres, les scories, les sables, les lapilli et les blocs et bombes divers qui forment la plupart des cônes adventifs. En quelques endroits, notamment au nord-ouest du Calvario et autour des cratères de Martignano, de Baccano et de Scrofano, des conglomérats volcaniques divers alternent avec ces matériaux, dont ils ne seraient d'ailleurs, d'après certains auteurs,

que des variétés, transformées lors de leur apparition par leur mélange avec les eaux de pluie.

Hormis les masses de trachyte de la région occidentale, que l'on peut considérer comme des volcans à part, les laves des Sabatini, intercalées dans les produits meubles ou superposées à ces produits, sont composées essentiellement de roches leucitiques. Ce sont surtout des leucitites proprement dites, compactes et grises, avec de beaux cristaux atteignant parfois 1 centimètre; ce sont quelquefois des leucotéphrites, sombres et à grain fin [SABATINI]. Washington a recueilli au bord nord-ouest du lac une leucophonolite à pâte foncée sur laquelle apparaissait de nombreux cristaux de leucite et d'augite.

D'après la plupart des géologues qui se sont occupés de la région, les premières manifestations des Sabatini eurent lieu vers la fin de l'époque pliocène. Pendant toute la durée de l'histoire du groupe volcanique, les éruptions furent successivement marines, saumâtres, lacustres et terrestres, comme l'attestent l'horizontalité des tufs inférieurs et les fossiles divers, que les produits meubles et les bancs de travertins intercalés entre les couches ont livrés aux chercheurs. Il est probable que l'activité s'apaisa avant l'âge où les hommes savaient déjà tailler la pierre, car on a retrouvé sur le bord du cratère de Vigna di Valle des objets datant de cette époque [SABATINI].

Pendant la période historique, on ne signale, en effet, aucune grande manifestation volcanique aux Sabatini. Quelques petits phénomènes survenus dans la partie orientale du massif attirèrent toutefois l'attention des savants. Dans les derniers jours d'octobre 1856, il se produit, à 2 kilomètres au nord-est de Leprignano, dans la vallée du Fosso S. Martino, une sorte d'explosion volcanique : le sol se fend, des grondements souterrains se font entendre, des flammes apparaissent, des matériaux, poussière, boue et blocs sont projetés en l'air. Un gouffre à parois verticales, de 100 mètres de largeur et de 30 mètres de profondeur, s'était formé; il était plein d'eau dont la température était plus chaude de 7 degrés que celle de l'air ambiant et des gaz, notamment l'hydrogène sulfuré, s'y dégageaient avec abondance. De là son nom de Lagopuzzo, « lac fétide ». L'activité s'amoindrit rapidement; un mois après, tout était apaisé.

En avril 1895, un phénomène assez semblable se produit à 2 kilomètres et demi au nord. Une petite zone de terrain s'effondre formant une cavité de 200 mètres de diamètre, 20 mètres de profondeur, et par

la fente qui circonscrivait cette fosse, du gaz hydrogène sulfuré jaillit. Trois jours après, trois détonations éclatent dans la région éprouvée, suivies d'un sifflement aigu et d'un coup de vent violent. On vit des flammes violacées sortir de terre dans la direction d'où venaient ces bruits et une forte odeur de soufre brûlé se répandit dans les environs. Peu à peu l'eau de la rivière combla la dépression et en fit un petit lac, le Nuovo lago. Deux sources sulfureuses et une autre ferrugineuse apparurent sur la fente; l'hydrogène sulfuré venait partout crever à la surface de l'eau. Vers la fin du mois, toute activité avait cessé.

Il est probable que d'autres manifestations à peu près semblables eurent lieu en cette région; les deux petites cavités qui s'ouvrent à l'ouest du Nuovo lago semblent s'être formées de cette manière. De même, dans la partie occidentale des Sabatini, à l'ouest des cônes trachytiques de S. Vito, une petite dépression cratérique, la Caldera, entourée de bombes, de lapilli et de blocs de lave, fut sans doute aussi un point d'éruption distinct; elle émet encore abondamment des gaz divers parmi lesquels dominent l'acide sulfurique et l'acide carbonique.

Ponzi, qui a étudié le phénomène de 1856, y voit une petite éruption volcanique bien caractérisée. (*Sulla eruzione solforoso... il Lagopuzzo.* Atti Acc. Pont. d. Nuovi Lincei, vol. X, Roma, 1856-57.) Pour Moderni, qui nous rapporte celui de 1895, il n'y aurait que de lointaines relations avec le volcanisme. Le savant italien pense simplement que la cause principale du phénomène, l'effondrement, est due à une dissolution des calcaires secondaires et éocènes qui forment le sous-sol de la contrée. (*Il nuovo lago...* Boll. R Com. geol. Roma, 1896, p. 46.)

Aujourd'hui les Sabatini, comme les autres volcans romains, ne forment plus qu'une vaste solfatare. Quelques cratères, notamment le Scrofano rejettent l'acide carbonique et l'acide sulfurique par de nombreux orifices. Des solfatares et des mofettes émettent les gaz fétides un peu partout sur les pentes du massif. Mais c'est surtout dans la région occidentale que les évents se rencontrent. C'est de ce côté, entre les deux massifs de San Vito et Calvario, que se trouve la Solfatara de Manziano, région bien connue blanchie par les fumerolles sulfureuses et au delà les sources chaudes de Stigliano. Des émissions diverses, des dépôts de soufre, des sources thermales, minérales, acidulées jalonnent la lisière occidentale du massif et dans

les tufs qui surmontent les assises tertiaires du versant méridional de la Paganella, colline dominant Vejano, une petite salse surgit.

Enfin les sources travertineuses ont édifié à la bordure sud-occidentale du massif et surtout à l'est entre Leprignano et les rives du Tibre, leurs nappes et leurs croutes incrustées de fossiles.

Laziale, forme une bonne partie de la contrée que les Anciens désignaient sous le nom de Latium. Les nombreuses collines qui en accidentent la partie supérieure lui ont fait donner quelquefois le nom de Monti ou Colli laziali. Albe, rivale de la Rome primitive, a également laissé au massif l'appellation de Colli ou Monti Albani.

Le grand massif, isolé dans la partie sud-orientale de la vaste dépression où se sont édifiés les quatre systèmes volcaniques romains occupe une place un peu à part. La distance qui le sépare au N. des Sabatini est presqu'égale à celle qui sépare ce dernier massif des groupes vulsiniens et c'est grâce à cet éloignement et par suite au peu de saillance du seuil qui unit les deux systèmes voisins de Rome que le Tibre a pu se frayer un chemin vers la mer, coupant ainsi la chaîne volcanique.

Les produits du volcan Laziale buttent au NE. et au SE. aux hautes saillies des avants monts Apeninns et des Lepini qu'ils recouvraient jadis en partie, tandis qu'à l'E., entre les deux groupes de chaînes ils s'étalent encore au loin dans la vallée du Sacco jusqu'aux portes d'Agnani. Au N. au NO., au SO. et au S. ils sont assez nettement limités par l'Aniene, le Tibre inférieur, les dunes maritimes et les terres basses que couvrent les vastes forêts de Nettuno et de Cisterna. Ainsi arrêtée, la base du volcan présente un périmètre assez régulièrement circulaire, un diamètre de 40 à 50 kilomètres.

La forme générale du Laziale est simple et régulière. C'est un vaste cône, aux pentes insensibles d'abord à la phériphérie, mais de plus en plus accentuées à mesure qu'on s'approche de la partie centrale du massif. Toutefois au SE. et au NE., du côté des Lepini et des chaînes apennines, l'accumulation des matériaux a formé deux arêtes, qui servent de limite à divers bassins fluviaux : Tibre au N., Sisto au SO. et Liri, par le Sacco, au SE. Le sommet du Laziale est très accidenté et témoigne des phases volcaniques variées par lesquelles passa le massif. Une première chaîne de collines que l'on rencontre en venant du N., de l'E. et du S., indique nettement l'emplacement

d'une vaste chaudière volcanique d'allure assez irrégulièrement circulaire, et mesurant en moyenne 10 kilomètres de diamètre : on lui donne d'ailleurs le nom de « Cratère tusculan » ou de l'Artemisio. Ce reste d'enceinte, morcelée en petites collines allongées et en pitons coniques se dresse à 700 mètres de hauteur moyenne dans toute sa partie septentrionale. Au NE. il s'abaisse de quelques dizaines de mètres pour reprendre vers le SE. des altitudes de 800 mètres, de 900 et même atteindre 939 mètres de sureccion majeure au Monte Peschio, à 4 kilomètres au N. de Velletri.

Dans toute sa partie occidentale et sud-occidentale, l'ancien rempart a complètement disparu et deux larges cavités lacustres en occupent l'emplacement. La plus vaste, contenant le lago di Albano, située à l'O. même de la vaste enceinte et au N. de la ville d'Albano, s'allonge du NO. au SE. sur 4 kilomètres de distance; sa largeur est d'environ 2 ou 3,000 mètres. Le bord de sa coupe, dont l'altitude varie de 400 à 550 mètres, tombe par des parois presque verticales dans la nappe liquide; celle-ci est au niveau 293 et le fond du lac à 170 mètres plus bas. L'autre cavité, au fond rempli par le lago di Nemi ou de Genzano, n'a que 3 kilomètre du NNE. au SSO. et 2 transversalement. Mais ses parois nues, plus rapprochées et plus élevées que celles de la vasque voisine lui donnent un aspect plus austère, plus mélancolique. Le bord a 425 mètres dans sa partie méridionale, mais il s'élève graduellement vers le N. où il peut atteindre 660 mètres. L'eau s'est localisée dans la partie méridionale de la cuvette; son niveau est à 325 mètres, son fond à 291.

Une troisième cavité assez importante, le Valle d'Ariccia, s'ouvre également de ce côté du Laziale, au S. du lac d'Albano, à l'O. de celui de Nemi. Elle a du N. au S. 3 kilomètres de longueur et 2 de l'E. à l'O. Dans sa partie méridionale, son bord élevé de 300 mètres environ domine la campagne environnante tandis qu'au N. il est au contraire creusé dans le flanc du cone d'Albano. Cette dépression peu profonde fut jadis lacustre, comme en font preuves les dépôts qui la tapissent.

La partie supérieure de Laziale est formée par un second cône, très régulier, occupant à peu près la partie centrale de l'enceinte extérieure. Au N. à l'E. et au SE. sa base forme avec la chaîne tusculane une dépression en forme de croissant, ayant de 400 à 600 mètres d'altitude, que l'on désigue, par analogie avec le Vésuve, l'Atrio di Molare, tandis qu'à l'O. elle vient dominer les cuves d'Albano et de Nemi. Le

sommet de ce cône interne est également évidé ; la dépression terminale a un ou deux kilomètres de diamètre, son fond dépasse 750 mètres au-dessus de la mer et son bord dentelé atteint en moyenne 900 mètres, 956 à la Punta della Faette, la plus haute cime du Laziale, située au SE. de cette coupe. Une légende, en désaccord avec l'histoire, fait de cette cavité suprême du Laziale une des places où le fils d'Hamilcar Barca établit son camp : de là son nom de Campo d'Annibale.

Les colli Laziali ont en grande partie gardé leurs forêts d'orangers et de citronniers. Si ce n'est dans le fond du Campo d'Annibale, autour des cités et sur quelques terrasses du versant interne du cratère tusculan, toutes les pentes supérieures sont revêtues d'un épais manteau de verdure. C'est également sur les remparts supérieurs de cette citadelle naturelle et principalement dans le voisinage des lacs que se sont groupés les cités et les *Castelli romani*. Frascati, Marino, Castello, Albano, Ariccia, Nemi, Civita Lavina, Vellettri, d'autres encore, appartenant à diverses époques de l'histoire, témoignent de la force attractive des hautes régions du Laziale. Plus bas, sur les versants si régulièrement érodés et découpés par les innombrables ruisseaux, sont les cultures, les vignobles et aussi dans le voisinage de Rome, les espaces mornes et arides de la Campagne. Lieu de refuge et d'observation, baigné de lumière et d'air salubre, c'est vers les hauteurs fraîches et pittoresques que montent les fiévreux de la plaine visitée par la malaria, les surmenés des villes ou les voyageurs venus pour jouir de l'immense panorama, les Apennins, Rome, les Sabatini, la mer Tyrrhénienne et parfois à l'horizon de l'ouest, les vagues linéaments de la Sardaigne.

Le Laziale repose sur un socle qui paraît assez complexe. Au SE. les brusques saillies des Lepini, hautes de 700, 800, 1,000 mètres et plus, coupées de failles, et formées presqu'exclusivement d'assises calcaires du cretacé moyen, se sont probablement prolongées à une époque antérieure, vers le NO., selon la direction générale de leurs plis, et par suite sur l'emplacement même du volcan. Au NE., les produits volcaniques s'appuient à des hauteurs de 400 et 500 mètres aux flancs des monts Tiburtini et Prenestini, de formation plus complexe.

De chaque côté de la vallée de l'Aniene, au N. et au S. de Tivoli, les calcaires des trois étages jurassiques et ceux du titonique, forment

un anticlinal dirigé NE.-SO. A l'est de Palestrina, ce sont les calcaires du crétacé moyen qui effleurent, tandis qu'entre ces deux régions, les calcaires et les arènes des trois étages éocènes constituent les chaînes montagneuses. La vallée du Sacco, entre Lepini et les chaînes apennines, constitue un compartiment affaissé régulièrement et les produits du Laziale reposent sur son fond éocène, à des hauteurs voisines de 150 mètres.

Le sous-sol sédimentaire n'a été signalé que rarement dans le reste du massif lazial. On ne le voit affleurer qu'au NO., aux environs de Rome, au N. un peu au delà de la vallée de l'Aniene, à l'O. dans les ravins creusés par le Fosso Malgede et les sondages faits à travers les produits volcaniques de cette région nord-occidentale, n'ont permis de le découvrir qu'en quelques points. Il est constitué par les argiles, les marnes et les sables pliocènes, formations marines. En quelques endroits, des marnes, des graviers et des sables quaternaires, de formations lacustres ou fluviales s'y mêlent également. On lui a trouvé des altitudes diverses; en deux points, il est de plusieurs mètres inférieur au niveau de la mer, mais sa hauteur moyenne peut être évaluée à 30 mètres.

La pente générale du socle lazial suit donc la direction SE.-NO. et son altitude moyenne au-dessus des mers doit être d'environ 100 mètres.

Les calculs et mesures de Sabatini donnent au massif lazial un volume égal à 186 kilomètres cubes. En y ajoutant la masse de produits emportée par les eaux, c'est à 200 kilomètres cubes qu'il faut évaluer la quantité de matériaux rejetée en ce point de la Terre.

D'après Portis, la mer ne pénétrait que difficilement jusqu'au pied des Apennins, vers la fin de l'époque tertiaire; une ride littorale assez prononcée l'arrêtait à l'occident. Après le dépôt des sédiments du tertiaire supérieur, un mouvement de bascule se produit; le fond du golfe s'exonde et se relève assez fortement dans sa partie orientale, tandis qu'il s'abaisse un peu à l'ouest. Des failles, conséquences de ces oscillations du sol, découpent les assises de l'écorce et offrent aux magmas internes des voies libres vers le dehors. (*Contribuzioni alla storia fisica del bacino di Roma*, *1896*.) Les éruptions débutèrent, en effet, à la fin du pliocène en pleine lagune ; les couches de projections intercalées dans les sables marins supérieurs du mont Piarioli l'attestent. Avec la période quaternaire la mer se retire; elle laisse,

toutefois, en plusieurs endroits et notamment au voisinage de Rome des lacs et des marécages où les produits volcaniques s'entassent en couches horizontales. Enfin, les lacs eux-mêmes se comblent, un régime fluvial régulier s'établit peu à peu, et le volcan entre définitivement en période subaérienne.

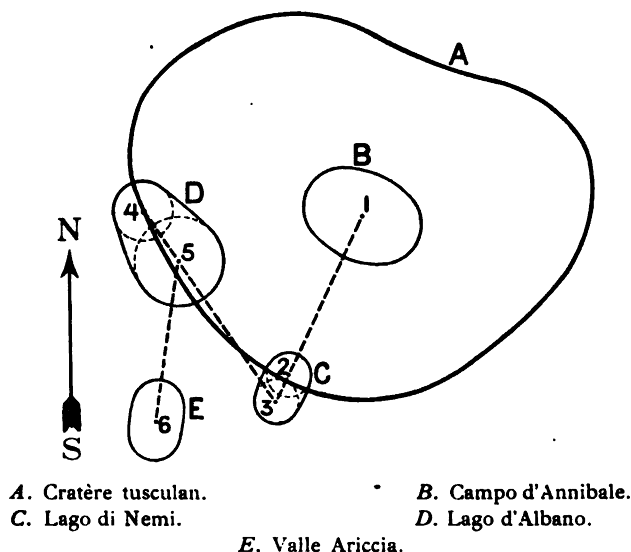
La structure du Laziale est assez simple et révèle une grande régularité dans la succession des phases volcaniques. Le grand cône extérieur et la crête tusculane représentent les restes d'un premier édifice, vaste massif conique dû à de violentes éruptions. dont le sommet devait atteindre 1,100 ou 1,200 mètres de hauteur et qu'une explosion formidable aura décapité. Les explosions projetant les pierres pulvérisées furent bien plus importantes que les émissions tranquilles de lave, car le grand appareil est presque en entier composé de tufs. Les roches compactes se montrent en noyaux très nombreux sur le pourtour de la grande enceinte, mais leurs dimensions sont en général extrêmement petites. Hormis la coulée classique de Copo di Bone, la plus longue du Laziale, qui s'étend sur une dizaine de kilomètres de long et 1,000 à 1,500 mètres de large, de la station de Marino jusqu'au tombeau de Cicilia Metella à 4 ou 5 kilomètres au sud de Rome, et dont on ne rapporte d'ailleurs qu'assez vaguement l'origine au premier grand appareil, hormis cette coulée et quelques autres nappes de pierres fondues de quelques kilomètres carrés, étendues aux environs de Frascati, la plupart des masses laviques appartenant au grand cône n'ont pas plus de 15 hectomètres carrés de superficie.

Le cône suprême du Laziale et sa dépression terminale témoignent d'une seconde phase d'activité volcanique. Après le grand effort qui détruisit la partie supérieure du grand massif externe, le volcan reprend son œuvre édificatrice, mais avec beaucoup moins de vigueur que lors de son premier travail. Les produits meubles sont également dominants et les laves, visibles surtout sur le bord du Campo d'Annibale, de petites dimensions.

D'après Sabatini, le savant qui a le mieux étudié le Laziale, après ces premières périodes caractéristiques d'édification, de destruction, puis d'édification nouvelle que l'on retrouve dans nombre de volcans de la Terre et notamment au Vésuve, l'axe éruptif principal du volcan qui jusqu'alors avait gardé une grande constance dans sa position, se déplace vers le SO. et de nouvelles bouches se forment. Telle

aurait été l'origine des cavités d'Albano de Nemi et d'Ariccia. Quelques auteurs avaient cru reconnaître dans ces cuves des effondrements ou des cavités formées en partie par des explosions, en partie par des effondrements. Sabatini pense que l'on a affaire ici à de vrais orifices volcaniques; celui d'Ariccia serait simple, ceux d'Albano et de Nemi

ORIFICES DU LAZIALE, D'APRÈS SABATINI.



A. Cratère tusculan. *B.* Campo d'Annibale.
C. Lago di Nemi. *D.* Lago d'Albano.
E. Valle Ariccia.

Les chiffres de 1 à 6 indiquent les emplacements successifs de l'axe éruptif principal.

devraient leur forme elliptique à la jonction de deux cratères. Toutes ces bouches ont rejeté des produits meubles et quelques masses de lave, en petite quantité il est vrai, mais offrant quelques particularités pétrographiques.

Deux filons de plusieurs mètres d'épaisseur se sont injectés dans les roches préexistantes à l'orient du Nemi.

La forme des fonds de Nemi et d'Albano, plus régulièrement circulaire et plus profonde dans la partie méridionale des deux conques, conduisit Sabatini à penser que l'activité se prolongea davantage dans

les cratères qui formaient la partie méridionale de ces deux cavités que dans ceux du nord et la disposition des produits amena le savant à conclure que l'activité volcanique se déplaça successivement de Nemi vers Albano, puis vers Ariccia.

Pendant ces diverses phases d'évolution de la cheminée principale, des orifices secondaires se formaient sur les flancs du massif en quantité assez considérable. Sabatini en a relevé près de cinquante, plus ou moins bien conservés et il est probable que les érosions en ont fait disparaître un grand nombre.

Toutes ces bouches secondaires se sont ouvertes de préférence sur les versants du nord et du sud-sud-ouest et presque toutes au-dessus de la cote de 150 mètres; on a même retrouvé les traces distinctes de deux petits cratères dans le Campo d'Annibale. Mais quelques bouches, et non des moins importantes, apparaissent aussi vers la périphérie du massif, notamment au NE., du côté de Tivoli. Tels le cratère de Castiglione, situé à 10 kilomètres au SO. de la ville et plus au sud, entre ce cratère et la cité de Colonna, les deux cônes de Monte Falcone et de Monte Massimo.

Ces appareils adventifs du Laziale sont ou de simples cratères, ou plus souvent des cônes avec ou sans orifice apparent. Ils sont en général d'autant plus grands qu'ils sont situés plus bas sur les pentes; les plus considérables ayant jusqu'à un kilomètre et demi de diamètre à la base, les plus petits quelques dizaines de mètres. Leur hauteur au-dessus de la plaine voisine varie de 50 à 200 mètres.

On a voulu voir dans la disposition de ces évents secondaires, des alignements réguliers selon des fractures radiales. Pour quelques appareils, comme les trois petits cônes du NE., près Rocca Priora, l'alignement est en effet remarquable et l'on peut conclure à une fente originelle commune, mais la plupart des autres bouches d'éruption sont isolées et assez irrégulièrement disposées sur les pentes. Il se fait même que la seule fracture plus ou moins reconnaissable du massif présente une disposition oblique, perpendiculaire même par rapport à celle des génératrices. Elle s'étend de l'E. à l'O. à travers toute la partie septentrionale de l'Atrio di Molara et est assez nettement visible entre les deux collines de Castellacio et de Ceraso qui forment au NE. les restes du cratère tusculan. Cette faille est jalonnée par cinq ou six cônes adventifs.

La plupart des appareils secondaires du Laziale doivent se relier à

la cheminée principale et s'embrancher sur le filon éruptif central à de faibles profondeurs, mais il en est, et surtout vers la base du massif, qui ne doivent avoir avec l'axe éruptif du volcan que des rapports assez éloignés. Les blocs sédimentaires mêlés aux produits qu'ils ont rejetés montrent qu'ils ne doivent pas leur origine à une dislocation du massif volcanique, mais à des fentes du sous-sol profond. On ne peut non plus déterminer les relations existant entre cônes adventifs et grands appareils et indiquer à quelle phase volcanique; grand cône, cône supérieur ou cuves d'Albano, de Nemi, d'Ariccia, tel ou tel orifice secondaire se relie. Probablement même en est-il qui appartiennent à plusieurs de ces phases.

Une grande partie des laves du Laziale a été rejetée par les appareils adventifs, surtout par les orifices situés dans les régions inférieures, ceux des hautes pentes ayant plutôt expulsé des matériaux meubles. Le Castiglione a émis à l'E. et à l'O. deux coulées, longues de 5 kilomètres, larges de 1000 mètres, qui sont descendues parallèlement vers le NNO. jusqu'au bord de l'Aniene. Les cônes de Falcone et de Massimo s'élèvent au-dessus d'un champ de lave formé par leurs coulées, qui n'a pas moins de 12 kilomètres carrés de surface.

Les premiers produits du Laziale sont représentés par des tufs lithoïdes, contenant de la leucite, de la magnétite, du mica noir, de l'augite verte et noire, de la sanidine, parfois des ponces, ce qui fit supposer à certains auteurs, et cette hypothèse n'est pas définitivement écartée, que lors des premières phases volcaniques il devait y avoir sur l'emplacement du Laziale, un volcan plus ou moins acide, un pré-Laziale. Mais tous les autres produits du massif albain sont essentiellement leucitiques, comme si le magma originel fût surtout formé de roches à leucites.

Comme pour les autres volcans romains, les tufs sont ou lithoïdes ou incohérents avec des termes de passage d'un état à l'autre. Ces derniers ont été rapportés sans discussion à des éruptions de cendres. Les autres seraient dus, selon certains auteurs, à d'énormes coulées boueuses dégorgées des cratères, quoiqu'on les retrouve à des hauteurs supérieures à 500 mètres sur les monts calcaires des environs. Selon d'autres auteurs, parmi lesquels Sabatini, il ne faudrait y voir que des masses de cendres empâtées par les eaux météoriques et consolidées grâce à la petitesse et l'altération des éléments. Pour quelques-unes des couches de base il est à noter que leur chute dans les eaux

marines dut avoir aussi une certaine influence sur leur consolidation.

De la base au sommet du volcan on trouve une succession assez régulière de ces matériaux encore plus ou moins meubles; des tufs franchement lithoïdes d'abord, abondants entre Tivoli et Colonna, aux environs de Valmontone et de Cori, et dans les basses vallées occidentales; des tufs granuleux jaunâtres et des tufs contenant des pierres ponces; puis dans toute la partie moyenne du massif des tufs terreux jaunes et des tufs argileux; enfin des cendres, des sables et des lapilli et, autour des cuves d'Albano, le peperino — « pepe », poivre dont le produit a la couleur —, tuf résistant, contenant des blocs calcaires arrachés au soubassement et des inclusions de toutes sortes, si innombrables qu'elles le font ressembler à un ciment terreux. Ces matériaux propres aux cuves d'Albano, peut-être d'Ariccia, peuvent atteindre des épaisseurs de 100 mètres. A ces divers produits meubles du Laziale se mêlent en quelques endroits des couches de pouzzolane et de conglomérats volcaniques.

Les laves du Laziale, beaucoup moins abondantes que les matériaux meubles, s'intercalent surtout dans les tufs moyens et supérieurs. Ce sont principalement des leucitites presque exclusivement composées de pyroxène et de leucite. Parfois l'augite et la néphéline apparaissent assez nettement. L'olivine et le mica noir sont rares. La mélilite est commune dans certaines coulées, notamment dans celle de Capo di Bove, et celles qui appartiennent aux grands orifices du NE. et au grand cone extérieur. Cet élément peut même devenir si abondant que la roche qui la renferme est considérée comme une variété à part, une mélilitite. Sabatini divise les leucitites du Laziale en deux catégories, selon que les deux temps de cristallisation, pâte et grands cristaux, sont bien indiqués ou peu apparents.

On a signalé des phénomènes d'altération très importants dans ces laves du massif albain, surtout dans celles qui avoisinent les orifices. Dans certaines d'entre elles, la leucite a été transformée en feldspath sous l'action d'eaux calco-sodiques. Dans la plupart, la roche compacte et sombre s'altère graduellement en une roche bulleuse et verdâtre, appelée *sperone*. Pendant les phases de cette dernière transformation le pyroxène jaunit, la magnétite et le mica noir diminuent, la néphéline et la mélilite deviennent rares, disparaissent même; un grenat en grains fins apparaît quelquefois. Cette transformation dont on

retrouve les stages successifs en des spécimens divers, se fit sans aucun doute à la faveur de fumerolles abondantes.

Les autres laves, rares d'ailleurs, sont des leucotéphrites, avec grandes leucites pouvant atteindre 2 centimètres, des feldspaths abondants. On ne les trouve qu'en quelques points sur le bord de la conque de Nemi au versant occidental, et dans le fond des vallées en blocs roulés par les eaux. Celles du Tavolato, sur la voie Appienne, près des portes de Rome, sont devenues classiques; la haüyne bleue y abonde.

Les dernières manifestations du Laziale eurent certainement l'homme pour témoin; des objets appartenant à des industries humaines ont été recueillis dans les cailloux supérieurs de Tor di Quinto. Il semblerait même que des explosions secouèrent la montagne aux premiers âges de Rome. Denys d'Halicarnasse rapporte qu'aux temps de Elladio Silvio, roi d'Albe-la-Longue, le lac d'Albano déborda et ravagea la cité sans qu'aucune surabondance de pluie put expliquer la catastrophe. Tite Live raconte également que vers l'an 114 de Rome, il y eut une pluie de pierres sur le cône central du Laziale et que le même phénomène se reproduisit encore vers l'an 540 de la même ère. [Sabatini.]

Aujourd'hui l'activité du Laziale est presque nulle. La montagne est souvent secouée par les tremblements de terre. Mais on signale à peine quelques sources thermales dans le versant occidental du massif. Les travertins sont plus abondants. Ils forment au midi, aux environs de Cisterna, des croûtes assez considérables, et au nord-est, dans toute la région voisine de Tivoli.

De même qu'au NO. et au N. de la région déprimée où les forces internes ont édifié les quatre massifs romains, au SE. de cette région, de petites masses volcaniques se sont injectées également dans les déchirures de l'écorce. Dans les monts Sabatini, Tiburtini et Lepini et surtout dans la vallée du Sacco, les explorations géologiques, quoique peu nombreuses encore, relèvent quantité de petites masses de tufs et de laves isolées et éparpillées parmi les roches sédimentaires. Une grande partie de ces produits et notamment la plupart des matériaux d'origine meuble doit être rapportée aux grands volcans riverains du Tibre, mais une autre partie appartient incontestablement à des points d'éruption locaux. Un petit cône d'éruption, le

Volcanetto di Coppaeli, situé à 8 kilomètres à l'E. de Rieti et à 722 mètres d'altitude fut découvert par Verri en 1879. Les paysans l'appellent « roche dure » et en effet les laves s'y montrent en forme de culot. Les relations de la roche avec les terrains sédimentaires voisins font penser à Verri que l'éruption eu lieu entre l'éocène et le miocène. On s'est demandé si l'existence de ce petit volcan avait quelque rapport avec les tremblements de terre fréquents et violents qui se produisent dans la contrée. D'après Brucchietti, l'épicentre du sisme de Rieti, survenu le 28 juin 1898, se serait trouvé sous le volcan de Coppaeli.

En 1896, Viola décrivait toute une série de noyaux volcaniques de petites dimensions dans la vallée du Sacco. Sur les bords et dans le fond de cette plaine de 150 mètres d'altitude moyenne, autour du confluent de la Cosa et du Sacco, près de Ceccano, dans un rayon de 7 à 8 kilomètres, une quinzaine de culots laviques apparaissent, plus ou moins disséminés dans les produits meubles. Ce sont les

Ernici, ainsi désignés, assez faussement d'ailleurs, du nom des monts qui les dominent au nord.

Trois de ces culots de lave sont appuyés aux falaises des Lepini, entre Morolo et Giuliano; le plus grand d'entre eux n'a pas 1500 mètres de long. Les autres sont dans la plaine, serrés en groupe et offrant même l'apparence de véritables collines volcaniques.

A 5 kilomètres au SO. de Ceccano, le Collame est un cône de tuf aplati, de 2 kilomètres de diamètre à la base; il contient quatre petites masses de lave. Mais il doit probablement sa forme à l'érosion. Ses tufs sont horizontaux. A côté, au S., le Sant Arcangelo, autre petit massif d'éruption, aurait, d'après Branco, une petite dépression cratérique. A 3 kilomètres de Ceccano au SE., quatre affleurements de laves se montrent dans les tufs; un d'eux est un filon de 2000 mètres de long dirigé N. — S. et coupant la rivière Sacco.

Les deux derniers groupes, le Pofi, situé à 8 kilomètres à l'E. de Ceccano, le Ticchiena à 10 kilomètres au N., sont les plus importants par leur volume et les dimensions de leurs laves. Tous deux couvrent une surface d'environ 15 ou 20 kilomètres carrés. Le premier a six noyaux de laves dont l'un s'étend sur 4 kilomètres de long, le second n'en a que deux, de dimensions à peu près semblables.

Tous ces matériaux sont constitués par des roches basiques assez

peu variées. Pofi a fourni des basaltes, les laves de Collame sont des leuco-basaltes, celles des environs de Ceccano des basaltes labradoriques. A Ticchiena la leucotéphrite domine et les laves qui s'appuient aux Lepini sont surtout des leucitites.

Des cendres, des lapilli, des scories et de bombes forment les tufs où s'intercalent ces produits compacts.

Toutes ces roches apparurent le long de failles assez nettement reconnaissables. Les monts Lepini et Ernici sont essentiellement constitués de calcaires crétacés, surtout turonien, fortement plissés. Le fond de la vallée est composé de calcaires, d'arènes, de sables et d'argiles éocènes, principalement éocène supérieur formant de petits synclinaux et anticlinaux et de quelques couches de conglomérats quaternaires sur les bords des rivières. Toute cette région a été fortement disloquée. La vallée représente un compartiment affaissé limité par de grandes failles, au sud surtout du côté des Lepini. Des défoncements d'importance secondaire apparaissent à leur tour à l'intérieur de cette dépression. L'abaissement fut post-éocène, car on a retrouvé sur les Lepini et les Apennins voisins des assises du tertiaire inférieur semblables à celles de la vallée, concordant avec le crétacé sous-jacent.

D'après Viola, les laves n'apparurent que lorsque le réseau des cours d'eaux eut à peu près conquis son allure actuelle, c'est-à-dire dans le quaternaire, car la pente générale du terrain, les accidents de relief assez prononcés au midi de la plaine devaient à l'origine forcer les eaux à se déverser dans la campagne de Rome et ce n'est que lorsque le Laziale présenta de ce côté un obstacle à la marche des eaux que peu à peu la rivière chercha vers le SE. une brèche de sortie.

La vallée du Sacco contient, en plus de ses laves et de ses tufs, des nappes de travertins quaternaires qui comptent parmi les plus étendues de l'Italie. Au S. d'Anagni ils couvrent une surface de près de 50 kilomètres carrés, un peu moins au S. de Ferentino et sur les rives de la Cosa. Des sources diverses apparaissent également dans cette contrée volcanique et celles de Ferentino (sulfureuses) sont très importantes.

Il faut peut-être aussi relier à ces phénomènes les suintements de bitume visqueux et noir qui coulent de la roche calcaire à Castro (8 kilom. au SE. de Ceccano) et près de Monte S. Giovanni et Filettino. Toutefois ces émissions paraissent aussi en rapport avec les

phénomènes atmosphériques, car on a observé que c'est en été seulement qu'elles se produisent [Ponzi].

Roccamonfina*, parfois Rocca Monfina, s'est installé sur le prolongement sud-oriental des Lepini, vers le point où ces chaînes perdant l'énergique cohésion qu'elles présentent entre les vallées du Sacco et du Sisto commencent à se fragmenter en massifs isolés. Ainsi se montrent autour du volcan et dans le domaine même de ses produits le Monte Majo (940 mètres) et ses contreforts au NO., le Monte Camino (900 mètres) au N., les arêtes étroites dont le Monte Maggiore (1,037 mètres) est le piton suprême au SE., et au S. la curieuse montagne de Massico, allongée sur 10 kilomètres du NE. au SO. et dominant du haut de ses 811 mètres les plaines environnantes.

Au sud de cette région montueuse s'étale à perte de vue la plaine uniforme de Capoue et d'Aversa, haute à peine de 20 à 40 mètres au-dessus de la mer proche et où se traîne paresseusement le Volturno. Au nord passe, à l'altitude de 100 mètres, la longue avenue empruntée par le Sacco, le Liri et le Volturno moyen, séparant des chaînes lépiniennes, les Apennins de Cassino et, au NE. même du Roccamonfina l'énorme citadelle de la Matese.

La base du massif volcanique n'est pas nettement arêtée par un périmètre régulier; elle s'étale largement à l'E. et au SE. dans les plaines de Pietramelara et de Teano, elle se prolonge aussi vers le NO., le NE. et le SO. entre les monts sédimentaires Toutefois on peut lui donner à peu près 250 kilomètres carrés de surface.

Au premier aspect le Roccamonfina révèle déjà une origine distincte de celle des montagnes qui lui font cortège. Plus régulier dans sa forme générale que dans la disposition de sa base, il s'élance d'un jet en cône parfaitement dessiné. Le sommet est échancré par une vaste chaudière circulaire de 5 kilomètres de diamètre, aux parois abruptes, raide et consistante dans sa partie occidentale où elle atteint à la Frascata 850 mètres d'altitude, plus morcelée et plus basse au N., à l'E. et au S., et dont le fond est occupé presqu'en entier par une intumescence irrégulière, le Monte Santa Croce, piton suprême du massif, pointant à 1,005 mètres au-dessus des mers.

La montagne est encore amplement boisée. Les amas de laves plus copieux ont permis aux flancs occidentaux de garder plus de consistance et de régularité que les autres versants du massif où les rivières

ont profondément affouillé les tufs. De toutes parts les eaux fuient avec régularité sur les flancs du pourtour gagnant le Garigliono qui longe le bord occidental du massif au pied des Lepini, le Volturno moyen qui paraît dans la plaine au NE avant de contourner vers le SE. les monts de Capazzo, et le Savone qui descent au midi et se perd dans les plaines de Carinola.

Quelques villes se sont bloties dans la verdure de la cavité supérieure, d'autres occupent sur les versants inférieurs, le bord des plaines fertiles ou des grandes routes de traverse. Telle est au SO. l'antique Sessa, cité des Arronces qui avaient fait de la fière montagne une forteresse redoutable.

La littérature géologique est assez pauvre en ce qui concerne le Roccamonfina. Les ouvrages d'Abich et de Pilla (1), qui comptent parmi les plus importants, sont déjà vieux de plus d'un demi-siècle et d'ailleurs trop imbus des idées de L. de Buch; ils considèrent le volcan comme le plus bel exemple de cratère de soulèvement fourni par l'Europe. Les ouvrages les plus importants sont celui de Moderni traitant de la structure du massif et celui de Bucca traitant des produits. Washington et Deecke ont également publié sur le volcan quelques bons articles.

Comme l'indique son relief, le sous-sol du Roccamonfina est très accidenté. Les montagnes qui le limitent ou qui émergent de ses produits sont essentiellement formées d'assises crétacées plongeant en sens divers et supportant quelques lambeaux de couches éocènes. Le tertiaire inférieur se montre également dans la plaine septentrionale. Le pliocène apparaît en petits paquets au NO. du volcan. Enfin le quaternaire borde les cours d'eau, tapisse en grande partie les plaines du nord, et forme en entier avec les tufs volcaniques celles de la Campanie. Un dépôt de la même époque, reste d'un ancien fond lacustre, couvre la partie nord-occidentale de l'Atrio formé par l'arête extérieure du Roccamonfina et les collines internes.

Toute cette région du sous-sol est coupée de failles, en grande partie conséquentes des affaissements des plaines du nord et du sud. Le Garigliano coule dans une fente du sol d'âge postérieur à la fin du

(1) H. Abich, *Erhebungskrater und der Volcan von Roccamonfina*. Berlin, 1841 — L. Pilla, *Application de la théorie des cratères de soulèvement au volcan de Roccamonfina*. Mém. Soc. géol. France, Paris 1844, p. 163-180, figures.

tertiaire ; les assises pliocènes qui le bordent des deux côtés, aux environs de S. Ambrogio présentent des différences de niveau pouvant dépasser 100 mètres.

Il est difficile de fixer l'âge du Roccamonfina ; les terrains pliocènes sont trop éloignés pour qu'on puisse indiquer la relation qui pourrait exister entre eux et le massif volcanique, bien qu'il soit probable que les premières éruptions aient eu lieu vers la fin du tertiaire. En tous cas le volcan était en pleine activité au quaternaire inférieur, comme l'attestent les argiles blanches de Rocca d'Evandro, remplies de matériaux volcaniques. Il semble même que l'activité se soit prolongée jusqu'au début de la période historique. Un disque de plomb a été trouvé dans les tufs volcaniques et près de Sessa les explorations ont mis à jour des fondements d'amphithéâtre, recouverts par des couches de matériaux de projection. Certains auteurs prétendent même que la dernière manifestation du Roccamonfina eut lieu en 269 avant l'ère vulgaire. Les sources thermales et minérales sont aujourd'hui les indices atténués de l'ancienne activité du volcan. Elles sont assez abondantes le long de la faille du Garigliano.

La structure du Roccamonfina est très simple et révèle, du moins autant que la superposition des matériaux, leur nature et leur état de conservation le permettent, trois phases bien marquées dans la succession des manifestations volcaniques. Nous ne savons rien de l'allure primitive des appareils ; l'édification d'un grand cône qui dut avoir 2000 ou 3000 mètres de hauteur et qu'une gigantesque explosion finale décapita est le premier stage connu de l'évolution du massif : il est représenté par la masse externe du volcan et sa grande cavité terminale.

Pendant le cours de cette période, d'énormes quantités de lave s'échappèrent du cratère ; on les voit affleurer en nappes continues dans toute la partie occidentale du massif, des bords de la cuve aux rives du Garigliano et sur tout le reste des versants en lambeaux, petits mais innombrables. Les matériaux pulvérisés furent aussi abondants et durent former à la montagne un vaste manteau ; ils se montrent un peu partout au fond des ravins et surtout à la périphérie du massif; ils s'étendent même jusqu'aux environs de Capoue. La partie inférieure de ces matériaux de projection baigna très probablement dans la mer. Presque partout ils sont durcis et prennent parfois une structure columnaire. Moderni rapporte à cette première

phase volcanique la formation de 12 cônes adventifs, de faibles dimensions, disséminés surtout aux flancs septentrionaux et sud-sud-orientaux. La plupart d'entr'eux ont donné jour à des projections et à de petites coulées de quelques centaines de mètres.

Avec la seconde phase, la cheminée centrale s'ouvre de nouveau et la pierre brûlante se répand dans le fond de l'ancien cratère. Ainsi se forment le Monte Santa Croce et les collines voisines. Mais un fait curieux se produit ; le mode de formation général se transforme ; le volcan d'abord stratique, devient domique. Moderni chercha vainement trace de cratère ou de coulée appartenant à cette période sur les flancs des buttes internes ; il ne trouva qu'une masse de roche, compacte et homogène, coupée de fentes verticales. Sur les flancs du grand cône, quatre des appareils adventifs de la première période s'ouvrent à nouveau et neuf autres apparaissent ; trois d'entre eux, s'alignant à l'ouest, semblent avoir une fente radiale commune pour origine. Ces orifices secondaires rejetèrent, quelques-uns par un véritable cratère, des tufs et des laves. Les produits meubles, lithoïdes à la base, terreux au sommet, recouvrirent les pentes du massif, laves et tufs antérieurs, en couches assez minces et ne s'étendant pas, d'ailleurs, à plus de 6 kilomètres au delà des bords de la grande cavité, excepté au NO. du côté de Mignano. Les laves formèrent de nombreuses coulées, parmi lesquelles celle du Friello au N., celle de Copelle au SSE. atteignent des longueurs de 3 à 4 kilomètres, des largeurs de 500 à 1000 mètres.

On ne peut dire avec certitude, si c'est le dôme central qui le premier se forma, ou si ce furent les cônes adventifs de cette période. Moderni pense que l'apparition des laves de Santa Croce eut lieu avant celle des orifices secondaires et attribue même en partie à la formation du cumulo-volcan interne, et par suite à l'obstruction de la cheminée centrale, la venue des produits par les conduits latéraux.

Enfin, la troisième phase volcanique fut marquée par la formation de deux petits orifices dans le cratère, au nord et au sud, de quatre cônes sur les flancs extérieurs, et la réouverture de trois des appareils secondaires déjà existants. Les laves qui sortirent de ces bouches adventives, moins abondantes que celles de la période précédente, formèrent de petits paquets, comme ce fut le cas, par exemple, dans le cratère, ou coulèrent en nappes peu étendues de un ou deux kilomètres de longueur maximum et de quelques cents mètres de largeur.

Les produits meubles, également peu abondants, couvrent surtout les bords et le fond du grand cratère et les environs des orifices de cette période. On ne peut, du reste, préciser leur étendue et leur épaisseur exactes : ils ressemblent beaucoup aux tufs de la première période et n'ont pu en être nettement différenciés qu'en quelques endroits.

En somme, le Rocca Monfina a présenté dans la succession de ses phases, deux phénomènes principaux : une diminution graduelle de l'ampleur des éruptions et de l'abondance des produits rejetés ; une diminution analogue dans les dimensions et le nombre des conduits. Ces deux caractéristiques du volcan sont sans aucun doute en relation intime, mais qui de l'une ou de l'autre eut l'influence primordiale ? Les produits montant en quantité de moins en moins abondante, et par suite exigeant moins d'effort pour être rejetés, les orifices devenaient-ils inutiles, moins larges et moins nombreux ? ou le rétrécissement et même l'obstruction des orifices amena-t-il la diminution du rejet ? Peut-être faut-il remonter plus haut dans la recherche des causes et attribuer aux fractures du sous-sol et à leur jeu et aux transformations du magma l'influence première, la déterminante principale dans le mécanisme volcanique.

La nature des produits du Roccamonfina permet de les classer en trois grandes catégories principales, correspondant aux trois phases de structure, mais on ne voit point dans l'évolution d'un type à un autre, une marche graduelle.

Les premières laves furent des leucitites, sombres et compactes, très semblables à celles du Laziale, riches en leucites et en augites et contenant un peu de feldspath plagioclase; des téphrites leucitiques, en général altérées aujourd'hui, moins abondantes, un peu postérieures, grises, finement granulées, mais où la leucite n'est pas toujours visible à l'œil nu, le plagioclase est plus abondant que dans la roche précédente. Les tufs de cette période, très fins, sont essentiellement leucitiques.

La seconde phase présente dans la nature de ses produits une certaine complexité; des types assez différents apparaissent et se localisent suivant leur composition. Ainsi tout le massif intérieur, Monti Santa Croce et Laitani, et rien que ce massif est formé d'une roche rouge ou d'un gris sombre, composée surtout d'augite, de biotite et de feldspath plagioclase ; c'est le trachyte de Pilla, la trachydolerite de vom Rath ; Bucca et les auteurs modernes la classent parmi

les andésites augitiques, car elle n'a pas plus de 55 p. c. de silice. Sur les flancs du grand cône, les bouches adventives rejettent des trachytes et un peu de leucitophyre; les premières laves essentiellement composées de sanidine avec des amas d'augite, de magnétite et de biotite varient quelque peu de couleur et de composition minéralogique et se rapprochent en quelques endroits de l'andésite centrale; les secondes sont remarquables par les leucites de dimensions énormes, de plus de quatre à cinq centimètres de diamètre, qui se détachent sur une pâte presqu'exclusivement composée de feldspath orthoclase.

Les tufs de cette époque contiennent de nombreuses sanidines, des ponces et des fragments de lave; ils supportent une sorte de conglomérat trachytique et des couches de ponces.

La dernière phase est marquée par une venue de basalte, noir ou rouge foncé, formé de plagioclase, d'augite et d'olivine et totalement dépourvu de leucite et de népheline. Des cendres et des lapilli accompagnèrent cette émission.

On ne peut donc voir une gradation générale dans la nature des laves successivement vomies par les bouches du Roccamonfina. Une augmentation d'acidité remarquable a caractérisé les premières périodes, tandis que les dernières manifestations indiquaient un retour aux types basiques. La leucite prédominante d'abord fait place au plagioclase puis à la sanidine, qui caractérise la seconde phase; elle disparaît à mesure que le feldspath augmente dans la proportion des minéraux constituant. Dans la dernière phase la sanidine à son tour s'efface et l'olivine apparaît, comme élément sinon prédominant, du moins caractéristique.

Isole Pontine (Oenotrides, Enotridi, Palmarie etc... des Anciens) désigne le groupe insulaire qui parsème le golfe de Gaëte à l'ONO. d'Ischia et se développe à une cinquantaine de kilomètres des côtes.

En réalité cet archipel se divise en deux groupes distincts, les Pontine proprement dites et les deux Ventotene et San Stefano, séparés tant par le relief du socle qui les porte que par la nature des produits qui les constituent.

Le socle des Pontine proprement dites commence à se différencier des versants qui s'abaissent régulièrement vers les fonds tyrrhé-

niens à la cote de 500 mètres. Au NO., au S. et au SE. la base est assez nettement indiquée et dessine une ellipse de 30 à 40 kilomètres de longueur, NO.-SE., de 30 transversalement. Au NE., au contraire, ce socle se relie au continent par un large pédoncule où les points les plus bas n'atteignent pas 200 mètres au-dessous du niveau marin.

Toute la partie sud-orientale de ce plateau sous-marin, qui s'avance en s'élargissant vers la haute mer, s'isole vers 400 mètres de fond et ne forme plus qu'une petite masse conique dont la partie supérieure surgit au-dessus des eaux en un récif aride et noir, haut de 19 mètres; c'est le Scaglio della Botte. Le reste du plateau garde sa cohésion jusqu'au niveau bathymétrique de 100 mètres. Plus haut, la partie nord-occidentale se sépare à son tour de la masse générale et vient former au-dessus de la mer l'île de Palmarola entourée de ses petits récifs. La terre émergée a dans ses grands traits l'allure d'un toit à crête dentelée, long de 2 kilomètres du S. au N., large de 700 mètres; ses bords sont abrupts, quelques promontoires se détachent hardiment de ses flancs, quelques baies la découpent en amphithéâtre. L'altitude de la longue échine se maintient à 200 mètres environ au-dessus des eaux, mais vers le milieu, une sorte de brèche la coupe en deux et rabaisse sa hauteur à quelques dizaines de mètres Palmarola a quelques beaux vignobles entretenus par un petit nombre d'habitants.

La partie centrale du socle des Pontine, longue crête de 20 kilomètres du SO. au NE. se décompose encore vers 40 mètres de fond. Une partie au NE. forme l'île de Zannone, pyramide régulière haute de 184 mètres, à base triangulaire, avec un ou un kilomètre et demi de côté, un angle pointant au N., presque irabordable, à peine habitée par quelques forestiers. L'autre partie forme au SO., vers le centre de l'archipel,la masse émergée la plus importante du groupe, la grande Ponza. L'île a l'allure générale d'un croissant à convexité tournée vers Palmarola ; elle mesure sept kilomètres d'un bout à l'autre; sa largeur varie de 2 kilomètres à quelques dizaines de mètres. Moins régulière que les deux îles du NE. et du NO. elle se divise en trois parties de physionomie bien distincte, séparées par des étranglements; au centre un massif rectangulaire; au nord une longue « pointe de lance » que prolonge, à quelques centaines de mètres l'île de Cavi, et plus loin vers Zannone une suite de récifs; au sud un bloc pyramidal à base quadrangulaire. L'arête suprême de l'île est à 150 mètres en

moyenne au-dessus des eaux ; elle s'abaisse un peu vers le NE., tandis qu'au SO., au Monte Guardiar elle se redresse jusqu'à 283 mètres. Excepté en cette partie méridionale où la dureté de la roche a gardé des pentes adoucies, les érosions ont partout déchiré les versants de Ponza et l'assaut continu des vagues a haché les bords en falaises inabordables. L'île a quelques cultures et comme à Palmarola des vignobles en garnissent les pentes; la petite ville de Ponza, sise au bord de la baie sudorientale, au nord du Monte Guardia, compte quelques milliers d'habitants.

Quoique déjà bien connues dans leur détail, les Ponza ont été trop morcelées par les chocs de la mer pour qu'on ait pu en reconstituer la structure générale et en indiquer l'histoire géologique. Ce ne sont plus que des fragments. Toutefois elles présentent encore, au point de vue structural et pétrographique, quelques aspects caractéristiques. C'est à Sabatini que nous devons les meilleurs travaux sur le groupe volcanique.

Le seul affleurement sédimentaire pouvant donner un indice du sous-sol des Ponza apparaît dans la partie nord-orientale de Zannone, formant bordure sur une largeur de quelques centaines de mètres. Ce sont des calcaires compacts, plongeant au NE., cristallinisés en certains points par le voisinage des roches éruptives et s'appuyant sur des dolomies et des schistes divers différemment inclinés. On ne sait encore exactement l'âge de ces roches, les fossiles étant rares et mal conservés. Les auteurs s'accordent toutefois assez pour placer la dolomie dans le Trias et certains indices lithologiques sembleraient indiquer que le calcaire supérieur est d'âge éocène.

On a trouvé également des roches non volcaniques formant de petites strates diversement inclinées à Ponza cette fois, au NO. de l'île et surtout dans la partie méridionale, jusqu'à 100 mètres d'altitude et entre des produits divers. Ce sont des tufs essentiellement calcaires constitués de fragments de gastéropodes, de bivalves, de foraminifères, de bryozoaires et d'échinidés. Sabatini en conclut à une première phase sous-marine du massif dont Ponza fit partie. De plus, les espèces trouvées font supposer que les éruptions eurent lieu vers la fin du pliocène et le début du quaternaire. D'ailleurs, les fumerolles qui jaillissent encore abondamment dans la partie septentrionale de l'île permettent également d'attribuer aux éruptions ponziennes un âge assez récent.

De même qu'elle a les tufs calcaires et les fumerolles, la grande île possède encore la série complète des roches que l'on rencontre dans le groupe et présente la structure la plus caractéristique.

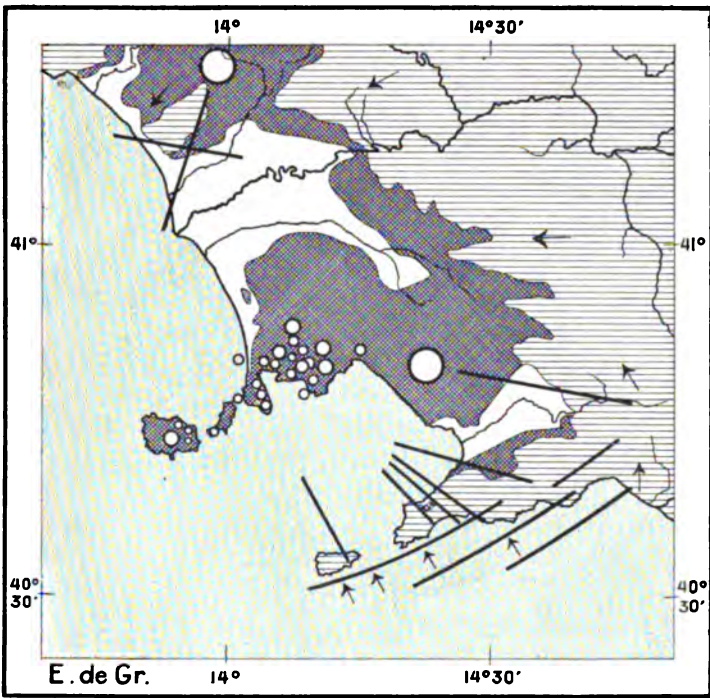
La masse principale est formée par un tuf rhyolitique vitreux en partie, parfois bulleux, gris, peu consistant, à éléments généralement arrondis, avec fragments de ponces et de roches trachytiques. C'est la brèche trachytique de Doelter. La silice abonde et les grains de quartz sont bien visibles. Dans toute la partie septentrionale de l'île et à Cavi, ce tuf est complètement décomposé par les fumerolles qui y ont formé des dépôts ferrugineux et sulfureux.

Ce tuf est à la fois le produit le plus ancien de Ponza et le plus abondant; c'est également un des plus acides.

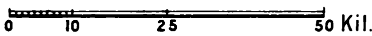
Des rhyolites franches viennent en second lieu, suivant le degré d'ancienneté : roche compacte, blanchâtre, grise ou violacée avec des quartz globulaires bien visibles et contenant 74 pour cent de silice. Elles constituent la véritable charpente de Ponza et c'est à leur solidité que l'île doit d'avoir pu résister aux chocs violents de la mer. Elles se sont, en effet, injectées en puissants filons dans les matériaux meubles antérieurs, véritables murailles, généralement verticales, larges parfois de plusieurs centaines de mètres, soutenant l'édifice déjà si fragmenté. La disposition de ces produits présente un aspect tout à fait caractéristique; tous ces filons se groupent en deux systèmes; plus de dix d'entre eux divergent autour de la baie de Ponza et ont fait supposer à quelques géologues que l'axe éruptif principal, dont ces filons ne seraient que des branches radiales, devait se trouver dans le voisinage de la ville. Il faut rapprocher cette façon de voir des remarques de Dolomieu sur l'aspect même de la baie, si régulièrement circulaire et que le savant considérait comme un véritable cratère. Les trois ou quatre autres filons, divergent également, mais de façon beaucoup moins nette autour du Calo d'Infierno, au NE. de l'île. La plupart de ces masses injectées se prolongent sur les côtés en branches et apophyses assez considérables. Parfois elles se terminent en coupoles si régulières que certains auteurs n'hésitèrent pas à considérer les rhyolites de Ponza comme des laccolithes.

Sans doute la venue de cette roche exerça une influence considérable sur les tufs antérieurs et il faut attribuer en grande partie à leur action la transformation qui affecte la nature des tufs dans leur voisinage.

INCLINAISONS ET FRACTURES DE CAMPANIE



1 : 1 200 000



→ .... Inclinaisons prédominantes.

.... Fractures principales.

.... Bouches éruptives principales.

.... Roches éruptives.

.... Terrains sédimentaires: Triasique, crétacé, éocène.

Partout, en effet, sur les flancs des filons, le tuf rhyolitique gris passe peu à peu à un tuf jaune, puis à une rétinite jaunâtre et verdâtre, à pâte vitreuse et crevassée, et de là à la rhyolite. L'origine de ces roches intercalées est encore très discutée. Pour Sabatini il ne s'agit que du métamorphisme exercé par la rhyolite sur le tuf encaissant.

C'est sur ces premiers produits et en quelques endroits, parmi les tufs rhyolitiques, que les petites strates de tuf calcaire se rencontrent, au NO. et surtout dans la partie méridionale de l'île. Quelques petites couches d'un tuf rose finement terreux, épaisses d'une dizaine de mètres, apparaissent également au flanc méridional du Monte de la Guardia. Mais le produit le plus important après la rhyolite, le dernier connu d'ailleurs, est constitué par une andésique augitique, grise, très voisine de celle du Mont Dore. C'est le trachyte sanidino-plagioclasique de Doelter. Il forme le Monte della Guardia, l'île del Calzone et la presqu'île de Punta della Guardia. Aucune bouche éruptive ne se reconnaît parmi ces matériaux. La masse pyramidale se relie au récif du sud par un filon nettement visible dans le promontoire méridional. Cette dernière roche de Ponza, cumulo-volcan ou dyke, apparut probablement alors que l'île émergeait des eaux, car aucun sédiment marin n'est visible sur les flancs du mont qu'elle constitue.

L'andésite de Ponza s'est divisé en belles colonnes prismatiques et verticales, comme la rhyolite d'ailleurs, mais en fûts plus larges. Au Calzone del Muto la transformation subie par la roche est due à la fois à une division par contraction et à une altération très semblable à celle de la pépérite typique des Cimini. [SABATINI.]

Des trois îles et îlots nettement individualisés qui accompagnent Ponza, ceux du NE. et du NO. ont des produits identiques aux tufs et filons de Ponza et sont probablement de la même époque. La roche volcanique de Zannone est entièrement rhyolitique et repose sur le lambeau sédimentaire. Palmarola a des tufs rhyolitiques et quelques filons peu importants. Quant au Scaglio della Botte, ce n'est qu'une pointe rocheuse d'andésite pareille à celle de la Punta della Guardia.

Ventotene et l'île du SE., San Stefano, forment le second groupe des Pontine. L'allure générale du socle qui les porte est très simple. C'est un cône régulier de 14 à 20 kilomètres de base à la cote 500 mètres Les deux îles sont séparées à peine par une couple de kilomètres et des fonds de 15 mètres. Ventotene, la plus grande à l'ONO.,

un peu courbée en croissant convexe vers le SE., a 2700 mètres du SO. au NE., 750 en moyenne transversalement. C'est une vaste table inclinée passant graduellement de l'altitude 30 à 139 mètres de plus grande surrection, vers le NE. Partout sur les bords la mer a taillé des falaises, véritables coupes géologiques. Ventotene est constituée de strates nombreuses de tufs, de lapilli et de cendres dans lesquelles abondent des fragments d'andésite et de trachyte et où s'intercalent deux coulées de lave, au sud et à l'ouest; la première formée d'un basalte labradorique, l'autre d'un basalte andésitique. Tous ces matériaux plongent au NE., suivant l'allure générale de l'île. En somme on a ici un fragment de massif volcanique dont l'orifice d'émission dut se trouver vers le SO.

San Stefano est plutôt elliptique, avec 500 mètres de grand axe de l'E. à l'O. C'est également une sorte de plateau à bords abrupts, avec 78 mètres de plus grande altitude. On y compte plus de 20 couches superposées de produits volcaniques meubles sous la terre végétale du sommet. Quelques rares masses de lave, téphrites néphéliniques, y prennent l'aspect de coulées. Dans les tufs, des ponces, des fragments de leucotéphrites, d'andésites, etc., abondent. Dolomieu avait cru voir des indices de cratère dans une dépression de San Stefano. Pour Doelter, la bouche éruptive d'où sortirent les matériaux de l'île se trouvait à l'O; pour Sabatini, au N.

Ne faut-il pas rattacher au groupe des Pontine, la bosse conique sous-marine qui se dresse, par des fonds de 1 000 et 2 000 mètres, à 50 kilomètres au S. de Ponza et dont le sommet arrive à 500 mètres environ du niveau marin? Cette intumescence, dont la sonde nous révèle l'allure extérieure, a peut-être formé jadis un massif volcanique aujourd'hui plus démoli et plus nivelé que ceux du nord.

La chaîne volcanique qui fait suite aux Ponza et aux Ventotene vers l'est, comprend au moins trois massifs distincts, pour la plupart célèbres dans les annales de l'Histoire et de la Géologie. Ces volcans présentent quelques rapports avec la structure de la région qui les avoisinent et, d'autre part, des analogies et des différences entre eux.

La belle chaîne, mi-insulaire mi-continentale, ondule entre Ischia et Vesuvio, par Vivara, Procida et les Campi Flegrei, sur une soixantaine de kilomètres d'OSO. à ENE., perpendiculairement à la direction générale de la grande péninsule italienne, à peu près au milieu

du vaste amphithéâtre des monts de la Campanie. Au N. se dressent les croupes du Massico et des montagnes qui supportent le Roccamonfina; à l'E. les longues échines plus élevées, parallèles et rangées en coulisses, des monts de Caserta, de Nola, de Sarno; au S. la rigide avancée des montagnes de Salerne et de Sorrente, plus hautes encore, et leur prolongement insulaire, Capri.

La plaine de Labour, au fond uni, où serpente paresseusement le Volturno et où se perdent les rivières des montagnes voisines, contraste brusquement avec ces hautes terres du pourtour. Elle s'incline de l'E. à l'O. avec une pente moyenne de 8 ou 9 degrés. Au N. de la chaîne volcanique, cette pente se poursuit régulièrement sous les eaux, avec une légère accentuation. Au S. de la chaîne, dans cette partie connue sous le nom de golfe de Naples, la pente est à la fois plus rapide et moins régulière; les fonds de la mer tyrrhénienne se prolongent entre Ischia et Capri par deux dépressions longues et étroites, profondes de 400 à 500 mètres.

Les dolomies du trias supérieur constituent les assises inférieures de la chaîne de Sorrente et de Capri. Mais ce sont surtout les calcaires et les dolomies crétacés qui entrent pour la plus grande part dans la formation des montagnes bordant l'amphithéâtre campanien. Le flysch (éocène-miocène) a presque complètement disparu, enlevé par l'érosion. On ne le signale que sur quelques sommets ou dans les creux des vallées.

D'une façon générale, toutes ces assises plongent vers la plaine : le Massico s'enfonce au SO., les monts de Caserta à l'O. et toute la partie méridionale, très nette à cet égard, vers le N. De plus, des plis sont visibles dans la partie sud et sud-est, s'allongeant suivant la direction générale de l'Apennin. Il est à noter encore que de nombreuses failles accompagnent ces plis dans le sens du SE. au NO., convergeant même assez nettement vers la chaîne volcanique; d'autres, plus rares, notamment celles qui ont formé les falaises que la péninsule de Sorrente présente au golfe de Salerne, s'étendent de l'OSO. à l'ENE. Peut-être les deux longues dépressions qui s'avancent dans le golfe de Naples forment-elles aussi des failles de direction semblable à ces dernières.

A l'intérieur du cercle des monts, hormis les cônes volcaniques, les terrains s'étendent à peu près horizontalement. Deux puits artésiens creusés à Naples, jusqu'à 214 mètres sous le niveau marin, ont

atteint les sables argileux du pléistocène; ce sont là les plus anciens sédiments connus dans la vaste dépression; ils forment très probablement le soubassement des volcans et aident à fixer leur âge. Les autres matériaux sont composés de tufs de la même époque et d'alluvions quaternaires récentes.

La plaine de Labour représente, en somme, un vaste synclinal, bordé de plis et de failles, au milieu duquel une chaîne de volcans est apparue.

De Lorenzo compare cette région déprimée à celle qui de l'autre côté des monts constitue le golfe de Salerne, où nulle manifestation volcanique n'eut lieu. Les dislocations de cette dernière contrée sont pourtant plus nombreuses et plus considérables que celles de la plaine de Labour, mais l'arrangement général des strates affecte l'allure d'un vaste anticlinal.

L'origine de la Campanie remonte aux âges tertiaires; elle dérive des grands plissements post-éocènes qui formèrent la plus grande partie du relief italien et des effondrements de la Tyrrhénide qui durent se prolonger jusqu'aux âges pliocènes. Tandis que dans les régions septentrionales et orientales de l'Italie les couches tendres et plastiques du flysch se plissaient en voûtes nombreuses et étroites, la dureté des assises secondaires qui composent la charpente des montagnes bordant la Campanie ne permettait la formation que de plis à vaste rayon de courbure déchirés par de longues failles.

La mer pliocène pénétra jusqu'au fond du vaste golfe et très probablement y jeta des marnes et des sables pareils à ceux du val d'Arno et des environs de Rome. Puis, avec les soulèvements qui suivirent cette dernière époque du tertiaire et qui se prolongèrent jusque dans la période historique, comme l'a montré Günther, les volcans apparurent au fond du synclinal.

Telle est l'opinion qui prévalut jusqu'à nos jours sur la structure et l'histoire de la vaste cuvette campanienne. Mais déjà, les nouvelles conceptions orogéniques qui depuis quelques années ont si considérablement élargi et éclairé la tectonique des massifs alpins et autres régions de nappes de charriage, s'appliquent à la dépression napolitaine et menacent de bouleverser, sinon de renverser les premières opinions. Tout récemment (1), Rovereto signale que « l'île de Capri,

(1) *Compte rendu des séances de la Société Géologique de France*, avril 1907.

considérée jusqu'ici comme formée par une pile monoclinale de couches crétacées, représentant le bord synclinal correspondant au golfe de Naples, est au contraire constituée par un grand pli couché, posé sur l'éocène sous forme de lambeau de recouvrement ». Et comme le dit le savant, de nouveaux problèmes se posent. Quelle fut la racine de cette nappe? Quels sont ses rapports avec la péninsule de Sorrente et avec la zone volcanique qui se développe entre Ischia et Vesuvio?

Les coquillages encastrés parmi les produits les plus anciens des volcans napolitains, du moins Ischia, Campi Flegrei et Vesuvio (soit qu'ils aient été arrachés au sous-sol, soit qu'ils se soient mêlés aux premiers matériaux rejetés), prouvent que les manifestations extérieures des foyers internes débutèrent en ces régions vers la fin du pliocène ou le commencement du quaternaire. Plus de 90 espèces de mollusques ont été trouvés dans les produits du Vésuve et une seule appartient à un type éteint aujourd'hui

Les coquillages marins, la partie inférieure des volcans, tant insulaires que continentaux, la compacité des tufs de base en certains endroits et surtout les petites strates sédimentaires intercalées dans les produits volcaniques anciens montrent encore que les premières éruptions furent sous-marines. Ce n'est que lorsque l'accumulation des matériaux devint assez considérable et surtout lorsque les mouvements d'oscillation de l'écorce eurent porté la contrée à une altitude relative plus élevée, que les éruptions devinrent subaériennes, comme ce fut le cas dans la période historique et comme ce l'est encore aujourd'hui. D'une façon générale il semble que ces oscillations furent plus amples à l'ouest qu'à l'est; Ischia, le massif le plus occidental, possède encore des strates sédimendaires à plus de 600 mètres d'altitude.

Dans tous les massifs de la chaîne napolitaine, les premiers produits furent meubles. Ce n'est que plus tard avec l'individualisation des volcans que les laves apparurent et elles ne prirent une importance réelle qu'au Vésuve.

Ainsi donc, simple synclinal ou pays de nappes charriées, il paraît certain que la disposition et la tectonique du bassin de la Campanie eut une part d'influence générale sur le lieu de venue et l'époque des volcans de Naples. Mais là se bornent les relations. Entre structure et produits de massifs voisins et contemporains on ne trouve que

diversité étonnante! S'il y a quelques rapports entre la structure d'Ischia et du Vesuvio, il n'y en a pas entre leurs produits. Si les produits d'Ischia et des Campi Flegrei sont à peu près semblables, en revanche leur structure est toute différente. Pour Vesuvio et Campi Flegrei, ni la structure ni les produits ne présentent d'analogies. Il faut sans doute attribuer les causes de ces différences au réseau des fractures et aux variations du magma, soit profondes, soit provenant des modifications qu'il subit dans son trajet par suite du contact avec des roches diverses.

Ischia* est la partie émergée du môle projeté par la chaîne volcanique dans la mer Tyrrhénienne. Au NO., à l'O. et au S. le socle de l'île s'abaisse jusqu'à 500 mètres sous le niveau des eaux, tandis qu'à l'E. le seuil qui la sépare de Vivara ne descend pas à plus de 25 mètres. A son point d'émersion Ischia a une base de forme rectangulaire, avec 9 kilom. d'E. en O., 6 kilom. du N. au S., un peu moins large toutefois dans sa partie orientale que dans celle qui fait face à la haute mer. Des terrasses au niveau chaotique, s'avançant dans les flots, bordées de falaises abruptes, des plaines basses, terminées par des plages arrondies entre des promontoires, des masses rocheuses à peine reliées au grand corps de l'île par de minces pédoncules de terre, toute une variété de reliefs pittoresques, constituent la partie inférieure du massif insulaire. Au dessus, vers le centre de l'île, s'élance fièrement la haute croupe de l'Epomeo. L'arête suprême se développe régulièrement en forme de croissant à concavité tournée vers le sud-est. Vers son milieu elle atteint 789 mètres de plus grande surrection, vers le sud-ouest et l'est elle s'abaisse à 600 mètres de moyenne altitude. Les versants adoucis qui s'inclinent en amphithéâtre au sud de la haute crête abritent les charmantes vallées de Fontana et de Moropano. A l'ouest et au nord les flancs de la montagne sont rayés de profonds ravins aux parois hautes de plusieurs centaines de mètres. A l'est la crête descend vers la mer par une succession de terrasses. Ischia, Casamicciola et Forio, les cités les plus importantes de l'île se sont édifiées au NE., au N. et au NO. de la montagne, dans le voisinage des côtes.

Les anciens n'ignoraient pas qu'un foyer fût caché sous le dôme d'Ischia. Strabon (livre V, 9) parle expressément des tremblements de terre et « des éruptions de feu », d'eau salée et d'eau bouillante; il

rapporte en même temps la fable qui veut que le géant Typhon soit enseveli sous la montagne, comme Encelade sous l'Etna? Ce n'est pourtant qu'en 1301, avec la formation de la coulée d'Arso, que se révéla avec certitude la nature volcanique d'Ischia. Parmi les récents travaux, publiés sur le massif volcanique, ceux de Fuchs et de Judd sont les meilleurs.

Ischia est un volcan simple, aux pentes inférieures surmontées d'une dizaine de cônes secondaires. L'arête terminale est la partie nord-occidentale restante du grand cratère qui s'ouvrait au sommet avec 3 kilomètres de diamètre environ et dont la partie méridionale et sud-orientale a disparu, soit sous l'effort des explosions, soit plutôt à cause de l'érosion postérieure. Tout le grand appareil est, en effet, formé presqu'en entier par des matériaux fragmentés et le travail destructeur des eaux a pu prendre ainsi une importance considérable. On n'a pas signalé de dyke dans la partie centrale du massif et les laves ne forment que quelques plaques compactes couronnant les terrasses orientales de Vetta, de Trippiti et de Garofoli. Il est vrai que ces coulées ont parfois des épaisseurs de 50 à 60 mètres; elles ont dû former autrefois un monceau important de nappes fondues, nivelé et découpé plus tard par les érosions. Tous ces matériaux, tufs et laves s'inclinent vers l'extérieur et démontrent ainsi l'existence d'un ancienne chaudière centrale. Il faut probablement aussi rattacher à ce grand massif d'Ischia, les coulées de pierre fondue qui apparaissent aux flancs de quelques falaises ou forment au NO. et au SE. de l'île la plupart des collines de base. On ne saurait toutefois préciser et montrer si leur sortie des entrailles du sol se fit par la grande cheminée ou par des orifices latéraux.

C'est dans les produits fragmentés de l'Epomeo que l'on a trouvé les strates sédimentaires marneuses, argileuses et calcaires, riches en coquillages marins qui ont aidé à déterminer l'âge du volcan d'Ischia. Telles que nous pouvons nous les représenter, les premières phases du volcan se produisirent, en grande partie sous les eaux, par une succession d'explosions violentes accompagnées de quelques émissions de laves.

Il semble qu'une longue période de repos succéda à cette période d'activité grandiose; c'est à ce moment que le mouvement d'émersion se serait produit. En tous cas il est certain que les orifices secondaires qui marquèrent la reprise d'activité du volcan sont relati-

vement jeunes; l'aspect si frais encore de ceux qui pourtant maintenant semblent éteints, les traditions qui nous parlent des secousses terribles accompagnées de projections de pierres survenues en 470, entre 400 et 352, en 89 avant l'ère vulgaire, puis en 79-81, 138-161, 284-305 après le Christ, et surtout la formation en 1301 de la coulée d'Arso témoignent en faveur de cette assertion. De plus leur matériaux se sont répandus à l'air libre.

Tous ces orifices adventifs d'Ischia, simples pustules sur l'épiderme du colosse, sont apparus sur les versants inférieurs du NE. et de l'E., du côté qui regarde les autres volcans de la chaine; on n'en connaît pas ailleurs, à moins que les deux petits plateaux sous-marins circulaires, Secca di Forio et Secca d'Ischia qui s'avancent à quelques centaines de mètres à l'O. de Forio et à l'E. de la pointe sud-orientale de l'île ne soient les restes d'évents secondaires.

Les dimensions de ces orifices adventices sont très petites, mais leur aspect est très varié et extrêmement pittoresque. Le plus grand d'entre eux, le Montagnone que l'on rencontre à 2 kilomètres et demi à l'ouest de la ville d'Ischia est un cône parfait, rugueux et nu, d'environ 700 mètres de diamètre, de 300 mètres de hauteur, largement ouvert au sommet par un cratère ovale au fond duquel jaillissent quelques fumeroles. Il est entièrement composé de scories et de blocs de lave et a peut-être donné une coulée vers l'est, mais on ne sait exactement si les matériaux qui s'accumulent de ce côté appartiennent à un flot de pierre fondue ou à des monceaux de scories. Un peu à l'O. un autre cône adventif, le Rotaro, aussi élevé mais moins large que le Montagnone et de forme plus adoucie, cache ses produits sous un manteau de verdure. Le fond de son cratère, abrité des vents que l'Epomeo attire de toutes parts et où s'épanchent des sources thermales environnées de vapeurs est une véritable serre chaude, entretenant une flore spéciale. Des coulées de lave se sont échappées de la base du Rotaro et deux petits cônes parasites se sont greffés sur ses versants septentrionaux. Le Lago del Bagno, au NE. du Montagnone, golfe si merveilleusement arrondis, à peine relié à la mer, est un cratrère d'explosion. Casamicciola, qui s'est fondée autour de sources thermales, occupe le fond d'une cuve volcanique, plancher fort incertain qui s'effondra partiellement lors du terrible sisme de 1885

Mais de tous ces évents secondaires le plus important est sans conteste le Cremate qui se forma en 1301 au fond d'une vallée du

versant oriental, vers 230 mètres d'altitude. Un petit cône de scories apparut; quelques petites coulées s'échappèrent de sa base, tandis qu'un énorme flot de pierre brûlante débordait du cratère, descendait les pentes vers le NE., ravageant les cultures et semant l'épouvante, et gagnait les bords de la mer à 3 kilomètres de son point d'origine. La lave de cette belle coulée, l'Arso ou la « Brûlée », garde encore son aspect des premiers jours; c'est une véritable cheire, chaotique et rugueuse, dans les creux de laquelle la verdure essaie péniblement de se fixer.

Les seules manifestations volcaniques actuelles d'Ischia se révèlent par des sources thermales et minérales, jalonnant la base du massif, quelques fumerolles plus voisines des cratères et des mofettes. La montagne semble donc réduite à l'état de solfatare; mais qui pourrait affirmer qu'elle ne se réveillera point un jour? Les secousses sismiques sont très fréquentes et souvent redoutables ; elles sont très probablement en relation avec le foyer des laves.

Tous les produits trouvés à Ischia, hormis les petites strates sédimentaires de l'Epomeo, appartiennent à la famille des trachytes et sont très voisins de ceux des Campi Flegrei. Les tufs verts qui constituent le grand appareil central contiennent environ 56 p. c. de silice; ils sont formés surtout de fragments de ponces, de cristaux brisés de sanidine, de paillettes de mica noir et contiennent quelques bombes volcaniques. Les laves de cette première grande période, et la plupart de celles émises par les orifices du NE. sont des trachytes à 62 p. c. de silice environ, avec de grandes sanidines, des albites abondantes, des cristaux petits et rares de hornblende et de biotite et suivant les lieux de la sodalite, de la mélilite, de la rinkite, de la szaboïte, etc. Quant à la coulée d'Arso, la dernière venue, et aux scories du Cremate, leur acidité est un peu moindre que celle des produits antérieurs; leur contenance en silice varie de 54 à 61 p. c. d'après Washington. L'oxyde ferreux, la magnésie et la chaux sont assez abondants. La roche est compacte, cristalline, scoriacée ou celluleuse, gris-sombre ou brune, avec grands cristaux fréquents de feldspath, hornblende, mica noir, magnétite et comme éléments caractéristiques, olivine et labrador basique. Pour Dell Erba, cette roche est un trachyte andésitique, pour d'autres une phonolite. Washington la considère comme une andésite assez semblable aux ciminites des environs de Viterbe.

Quelques auteurs font commencer le domaine des Campi Flegrei aux îles qui se dressent à l'est d'Ischia, mais il semble que ces masses insulaires et même une partie de la région volcanique qui s'étend à l'ouest de Naples, forment des appareils ou des petits systèmes indépendants, que l'éloignement, la disposition et en quelques points la nature des produits séparent nettement du grand système flégréen proprement dit, si entier par sa forme, sa structure et la nature de ses produits. Cette région intermédiaire entre Ischia et Campi Flegrei apparaît comme un appendice informe, sans lien marqué avec le groupe homogène des volcans de Naples.

Sur la croupe, allongée du SO. au NE. entre Ischia et les Campi Flegrei, ourlet sous-marin s'élargissant et s'élevant à mesure qu'on se rapproche de la péninsule noueuse de Baia et de Misène et dont le sommet ne descend pas à plus de 20 mètres sous le niveau des eaux, le premier appareil, et le seul bien distinct d'ailleurs, est celui de

Vivara, à 2 kilomètres 1/2 au NE. de la ville d'Ischia, formé par l'île de ce nom et le promontoire hardi de Santa Margherita, qu'une langue de terre étroite et basse rattache à l'île de Procida.

Le volcan commence à s'individualiser, du moins du côté indépendant de Procida, vers 10 mètres de fond et sa base compte environ 1 200 mètres de diamètre; mais la désagrégation causée par les pluies et surtout les chocs de la mer, ayant en grande partie démoli l'enceinte, il ne reste que deux fragments de l'appareil : la partie occidentale et nord-occidentale, crête faiblement arcquée vers le NO., dont la partie émergée, longue de 1 000 mètres, large de 250, haute de 80 à 109 au-dessus des vagues, aux flancs taillés en falaises, à l'échine couverte de broussaille, forme l'île de Vivara, et la partie nord-orientale, bosse de quelques dizaines de mètres à la base et que termine à 64 mètres au-dessus des eaux le promontoire de Santa-Margherita.

Une petite saillie du sol relie au nord les deux fragments de l'enceinte. Mais au sud-est, la mer pénètre largement, roulant ses vagues sur un fond uni, battant les falaises, pour s'engouffrer vers le nord-est, entre les deux fragments resserrés.

La structure du petit volcan est des plus simple; c'est un cône percé d'un vaste cratère large de 550 mètres au niveau de l'eau et égueulé considérablement au sud et au nord-est. Il est entièrement formé de matériaux meubles, du moins dans sa partie visible, se

superposant en couches régulières et offrant partout, à la fois pendage externe et inclinaison vers l'intérieur. L'activité de Vivara fut donc caractérisée par l'absence d'émission de laves, et par une succession d'explosions régulières, projettant par un orifice unique et relativement très large, des matériaux fragmentés qui retombaient aux alentours et se disposaient symétriquement de chaque côté de l'arête cratérique.

G. de Lorenzo a compté sept couches superposées de matériaux, avec alternances ou interruptions rares, aux points ou Vivara présente la série la plus complète ; brèches à la base, au niveau de la mer, formées de blocs de trachytes, de sanidinites quartzifères, d'obsidiennes et de basaltes noirs, vitreux, celluleux ou scoriacés à feldspath et olivine abondants; tufs variés, les uns gris, à 51 p. c. de silice environ, constitués par des lapilli, des olivines et des augites cimentés par des cendres trachytiques, les autres jaunes, plus compactes et plus riches en cendres ; ponces trachytiques jaunes et bulleuses, de grosseur variant entre la noix et le poing ; puis à nouveau des brèches à peu près semblables aux premières ; tufs encore ; brèches ; enfin au sommet, ponces, lapilli, cendres divers.

Les produits de Vivara, conme on le voit, présentent donc une variété et une particularité remarquables. La plupart des familles de roches volcaniques y sont en effet représentées, depuis la rhyolite (sanidinite quartzifère) jusqu'au basalte à olivine. De plus en cette région, que l'on pourrait considérer comme l'ombilic de la chaîne qui s'étend de Naples à Forio, chaîne presqu'exclusivement formée de roches trachytiques, le magma a élaboré des roches basiques riches en olivines ; des basaltes et des trachy-dolérite. L'association, dans les tufs et les brèches, des lapilli et des scories basaltiques avec le verre ponceux trachytique constitue la véritable caractéristique du volcan de Vivara.

On ne sait exactement l'âge du volcan, aucun fossile n'ayant été trouvé parmi ses produits, et les roches sédimentaires que les éruptions ont arrachées à la cheminée, étant indéterminables par suite du métamorphisme subi. Certaines similitudes dans la nature de quelques-uns des matériaux rejetés font penser à Lorenzo que le Vivara fut contemporain du Gauro dans les Campi Flegrei. Quoi qu'il en soit, il est probable que le petit volcan se forma, comme les autres massifs de la chaîne vers la fin du pliocène ou le début du quaternaire

et que ses premières éruptions furent sous-marines. Un mouvement d'élévation, peut-être celui qui porta si haut les strates sédimentaires de l'Epomeo, l'amena à peu près à son niveau actuel, un centaine de mètres au-dessus des eaux.

Au début de la période historique il semble que le volcan était encore actif, comme l'indiquent certaines légendes et les récits des anciens auteurs. Vers cette époque aussi sans doute commença le grand travail de démolition, infiltration et minage par les eaux de pluie, assauts par la mer. car, s'il faut en croire l'éthymologie qui fait dériver Vivara de vivarium, le petit appareil devait former une coupe lacustre riche en habitants, fermée de toute part; un « vivier ». Enfin il n'est pas douteux qu'un affaissement de date récente se produisit, soit général dans toute la Campanie, soit localisé à Vivara; lorsque la mer est limpide et tranquille, on voit nettement le long des falaises, les rigoles creusées par les pluies se prolonger à plusieurs mètres sous le niveau des eaux; l'ancienne ligne de rivage, le niveau où les eaux de pluie venaient s'arrêter et par suite interrompre leur travail d'érosion se trouve aujourd'hui inférieur à ce qu'il fut à une époque relativement éloignée.

Procida est moins bien connu que le petit volcan voisin. Sa forme et sa structure d'ailleurs ne semblent présenter rien de caractéristique. C'est une sorte de plate-forme, élevée de 50 mètres au-dessus de la mer, de 65 mètres au-dessus du socle sous-marin, découpée en polygone irrégulier long d'environ 3 kilm. du SO. au NE., large de 2, terminée sur les bords, en promontoires étroits, en amphithéâtres abrupts ou en plages rectilignes. L'île est formée de couches horizontales, bombées en quelques endroits, de produits meubles; tufs jaunes et vitreux, tufs gris, avec bancs de brèches et de scories, lapilli, cendres, etc., ayant à la fois des rapports avec les produits de Vivara et ceux des Campi Flegrei. Quelques auteurs ont cru voir dans l'amphithéâtre de bordure compris entre la Punta Socciaro et la Punta Pizzaco, au SO. de l'île, l'indice d'un cratère de 1200 mètres de diamètre.

Dans le détroit de trois kilomètres qui sépare Procida du continent ne se présente aucune terre émergée. Mais sur le fond, inférieur de 10 mètres à peine au niveau des eaux, quelques intumescences révèlent probablement des restes d'appareils démolis.

Monte di Procida, promontoire sud-occidental de la région flegréenne dont le sépare la plaine basse et étroite qui s'étend du lago di Fusara à la Mare Morto, est, comme l'île du même nom, une sorte de plateau de 50 à 100 mètres d'altitude, incliné du NE. au SO. et limité par des parois à pic. Son pourtour est toutefois plus régulier : c'est un ovale allongé SE.-NO. sur 2 1/2 kilomètres, large de 1500 mètres. Les couches de matériaux meubles qui le constituent pendraient faiblement au NE. [SUESS]; peperino et brèches à la base, tufs jaunes au milieu, tufs gris et cendres au sommet. Günther a trouvé quatre petites masses de trachyte à la base méridionale du plateau.

Campi Flegrei*, les « Champs brûlés », région célèbre entre toutes par la variété de ses aspects, l'influence qu'elle eut sur l'esprit de ses habitants, les faits historiques qui se déroulèrent dans son voisinage et l'importance que prennent, aux yeux des géologues, les phénomènes d'oscillations dont elle fut le théâtre, les manifestations volcaniques qui s'y passèrent au moyen âge et la complexité de sa structure, par suite, de la succession de ses phases.

Depuis les premiers âges de l'histoire jusqu'à nos jours, les Campi Flegrei furent considérés comme un lieu de terreur, soit à cause du souvenir que durent laisser les grandes éruptions préhistoriques, la violence des explosions qui firent jaillir une montagne du sein de la terre en 1538, les frémissements du sol, les émanations mortelles qui s'exhalent de tant de cavernes, les flammes jaillissantes, les sources et les lacs soudain vidés, soudain formés. Païens de l'époque greco-romaine et chrétiens du moyen âge y ont vu une des bouches de l'Enfer, royaume de Pluton ou de Satan. C'est là, dans les antres obscurs, que vivaient les Cimmériens redoutables, intermédiaires des dieux et des hommes; c'est là, par une caverne des environs de Pouzzoles, que le Christ descendit dans le domaine des damnés.

Mais cette région d'horreur avait aussi son beau côté; non loin du Tartare s'ouvrent les jardins Elysées, et si les Campi Flegrei terrifiaient par leurs manifestations volcaniques, ils attiraient par la douceur de leur climat, l'efficacité de leurs sources minérales et thermales et le charme de leurs paysages.

Ce fut, à l'époque romaine, le séjour de luxe et de volupté où se dressèrent tant de villas somptueuses, des temples célèbres, des bains,

des édifices gigantesques dont on voit encore aujourd'hui les ruines, séjour d'horreur aussi, où se déroulèrent tant de drames, qu'une société ivre de puissance et de richesse ne pouvait plus éviter.

Quoique chantée par les anciens auteurs, décrite par les écrivains de la Renaissance et surtout par les géologues qui depuis cent ans la parcourent et la scrutent en tous sens, W. Hamilton, Breislak, L. de Buch, Hoffmann, Scacchi, Roth, vom Rath, Mercalli, de Stefani, Gunther, Deecke et tant d'autres, la région flégréenne n'est pas encore bien connue. Nombre de questions toutefois ont été résolues et G. de Lorenzo, le savant qui a le plus complètement étudié le grand massif, a pu tenter une esquisse générale de son histoire.

On a comparé la forme générale des Campi Flegrei, à celle d'un vaste cône aplati. La partie saillante du système est en réalité trop complexe pour qu'on puisse lui donner une allure géométrique quelconque. A peine pourrait-on dire que la limite extérieure du massif, abstraction faite des accidents de détail et de la grande dislocation méridionale, qui laisse sous l'eau une bonne partie du système, se rapproche d'une circonférence de 15 à 20 kilomètres de diamètre, distance de Naples (E.) à Cumes (O.), ou de Qualiano (N.) au Secca de Penta Palummo (S.). La surface occupée par la partie saillante des Campi Flegrei serait donc à peu près de 250 kilomètres carrés. Mais les produits volcaniques appartenant au même système s'étalent encore au loin vers Averse et Caserte, dans toute la plaine de Campanie, et aux flancs des montagnes qui bordent la grande dépression, ajoutant ainsi à la surface couverte par les produits flégréens une étendue plus considérable du double. Quant à la profondeur de la couche de matériaux rejetés, les deux puits du Jardin royal de Naples nous ont révélé qu'elle atteignait 214 mètres sous le niveau de la mer. En nul autre lieu le sous-sol n'a été mis à jour.

Au NE. et au N., les versants du massif flégréen s'inclinent régulièrement pour aller se fondre dans la plaine uniforme et basse qui s'étale vers le Volturno. A l'O., la pente des versants est plus accentuée quoique la crête des collines soit moins élevée, et le contour général est moins régulier; quelques intumescences se détachent du corps du massif : celle de San Severino, longue, étroite, arrondie, celle de Cumes, plus courte et plus hardie; quelques dépressions, au contraire, l'échancrent comme de vastes amphithéâtres : celle de Migliarese à l'E. du lago di Licola et au NE. de Cumes, celle de Marlino, à

l'E. du lago del Fusaro et à l'O. de la baie de Baia dont la sépare une étroite arête. Mais d'une façon générale l'inclinaison vient régulièrement s'anéantir aux plages étroites, couvertes de lagunes et aux flancs du Monte di Procida. Plus loin vers l'occident le fond de la mer Tyrrhénienne reprend une pente uniforme vers les abîmes.

A l'E., les Campi Flegrei présentent une haute paroi, rectiligne sur près de 10 kilomètres, des derniers édifices de Naples au NE. à la pointe du Pausilippe et même un peu au delà, jusqu'à Nisida, au SO. Dans la moitié septentrionale une ou deux arêtes, étroites et courtes, se détachent de la grande muraille, limitant les 2 amphithéâtres, où Naples et ses faubourgs méridionaux s'étalent. Dans la moitié méridionale, de hautes falaises coupent brusquement les versants inclinés de la chaîne du Pausilippe. L'esprit cherche de ce côté une autre limite aux Campi Flegrei et parcourt vainement la plaine de Barra, entre Naples et le Vésuve, le fond du golfe qui se creuse progressivement vers le SE.

Quant à la partie méridionale du système, elle ne présente aucune saillie, aucun versant continu pouvant être considéré comme une limite du relief. Une terrasse sous-marine, à environ 50 mètres de niveau, se détache de la partie septentrionale de Procida et du promontoire de Misène, pour s'avancer, par des fonds de plus de 100 mètres, jusqu'à 5 kilomètres au SE. du promontoire; elle supporte deux intumescences coniques; l'une, le Secca di Penta Palummo, haute de 20 mètres, et distante de 4 000 mètres de Misène; l'autre, le Secca di Mezzogiorno, moins élevée et distante d'une longueur moindre de moitié. De même, de l'autre côté de la baie une plate-forme, beaucoup moins basse il est vrai et moins avancée, réunit à la chaine du Pausilippe, Nisida, les îles et les rochers qui font face à la falaise du Coroglio. La mer pénètre largement entre ces deux piliers méridionaux du massif flegréen, par une dépression de 5000 mètres de largeur au delà de laquelle elle s'étale en un vaste bassin. Son fond, qui s'élève graduellement du large vers les côtes, est encore de plus de 100 mètres inférieur au niveau des eaux à la hauteur de l'entrée. Il se relève au NE. pour former la baie comprise entre Nisida et Pouzzoles, au NO. celle plus profonde, comprise entre Pouzzoles et Misène. Mais au delà, des terres basses, limitées de parois élevées, prolongent encore en plein massif la dépression marine; d'une part les plaines de Bagnoli (5 ms.) et de Fuori-

grotta (20 ms.), peut-être celle de Soccavo (80 ms.), qui laissent à l'E. l'étroite chaîne du Pausilippe et que la largeur des Camaldoli, 4 ou 5 kilomètres, sépare du pied nord-oriental du massif; d'autre part, la Starza d'entre Baia et Pouzzoles dont le prolongement occidental (20 ms.) aboutit à un kilomètre et demi de l'amphithéâtre de Migliarese, et dont le prolongement oriental (60 ms.) resserré entre les hauteurs de Barbaro, Corvara et la partie ouest du groupe d'Astroni se termine à la paroi abrupte de Spaccata, à 5 kilomètres et demi du pied septentrional du massif. Les couches de matériaux stratifiés et fossilifères qui composent le sol de ces plaines ainsi que certaines traces du choc des vagues contre les flancs des collines environnantes indiquent que ces dépressions faisant si régulièrement suite au fond marin, furent autrefois submergées.

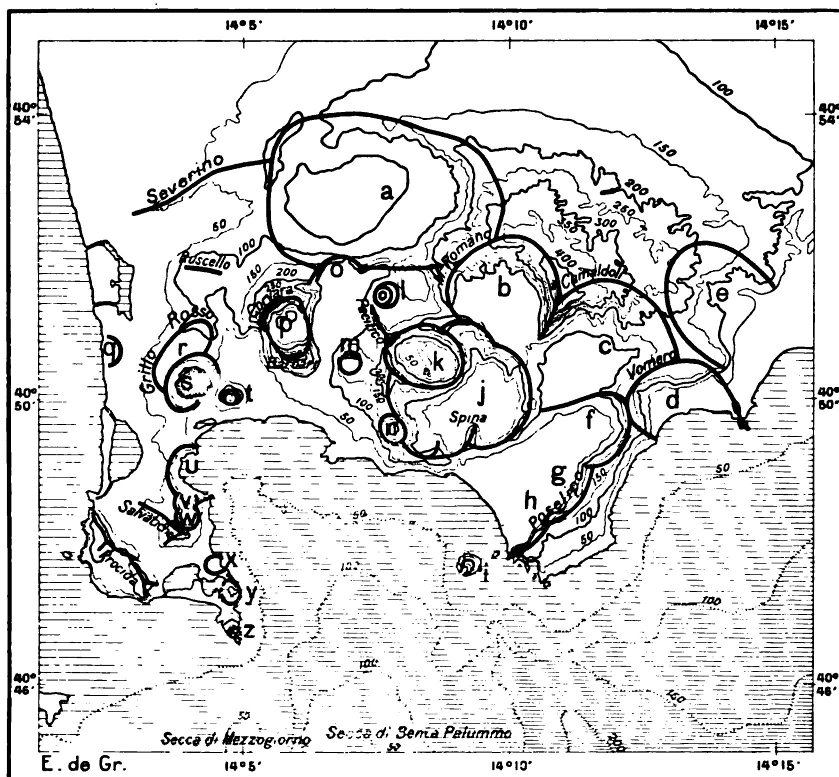
Ainsi donc le seul aspect extérieur des Campi Flegrei semble nous indiquer que la limite du massif est nettement arêtée au N. et à l'O., qu'une partie du système a disparu du coté oriental, tandis qu'au S. le bord semble être resté, alors qu'un bouleversement considérable, des affaissements peut-être, créaient de larges bassins jusqu'au cœur du massif.

Après ces grands accidents de l'E., et surtout du S., ce qui caractérise la forme des Campi Flegrei, c'est le grand nombre de leurs petites dépressions, généralement très régulières, et de leurs arêtes étroites, et de leur disposition éparpillée, suivant trois grands groupes principaux. Vu de haut, on dirait un vaste édifice déchiqueté.

La clef de voûte de cet édifice, ou plutôt le point de résistance, où semblent venir se rattacher et s'appuyer les lambeaux que séparent les dépressions méridionales, est formée par le massif des Camaldoli, à la fois le plus large, le plus consistant et le plus élevé du système. Il s'élève au NO. de Naples. C'est une sorte de plateau accidenté, à base rectangulaire, long de 8 kilm. de l'ESE. à l'ONO., large de moitié. La partie supérieure est à environ 250 mètres au-dessus du niveau de la mer, mais quelques protubérances rehaussent encore son altitude; au monastère des Camaldoli ou Camaldoli proprement dits, vers la partie centrale du plateau le culmen atteint 458 mètres. De ce piton suprême des Campi Flegrei, le voyageur peut contempler d'un regard, l'énorme et fantastique amoncellement des arêtes et des cratères étendu à ses pieds.

Au N. les pentes des Camaldoli, ravinées par les ruisseaux tempo-

CHAMPS PHLÉGREENS



D'après B. T. Gunther.

1 : 200000

0 1 5 10 Kil.

a. Piano di Quarto
b. Pianura
c. Soccavo
d. Chiaja
e. Napoli
f. Fuorigrotta
g. S. Teresa
h. S. Strato
i. Nisida
j. Agnano
k. Astroni
l. Campana
m. Cigliano.
n. Solfatara
o. Spaccata.
p. Campiglione
q. Cuma
r. Grillo Rosso.
s. Averno
t. Monte Nuovo.
u. Baie
v et w. Fondi di Baïa
x. Bacoli
y. Porto di Miseno
z. Capo di Miseno

raires, fuient doucement vers les plaines de Marano et de Casoria; c'est le flanc extérieur du grand système flégréen. Mais de tous les autres côtés, le massif est bordé de parois abruptes, s'incurvant en amphithéâtres gigantesques, de 1 000 à 1 500 mètres de rayon, séparés par des apophyses massives et hardies. Tels sont, vers le SE., l'amphithéâtre de Naples, où, des bords de l'eau au sommet, s'étagent les édifices de la grande cité ; plus au sud, de l'autre côté de la Punta del Ovo, celui plus abrupte de Chiaja, formé dans le flanc de la colline de Vomero, et dont la dépression abrite les faubourgs méridionaux de Naples ; vers le SO. tels sont encore : l'amphithéâtre plus qu'hémicirculaire de Soccavo, entre Vomero et Camaldoli proprement dits, et celui qui domine de plus de 200 mètres la grande plaine de Pianura, dont le fond est pourtant à 160 mètres d'altitude.

Enfin vers le NO, tel est l'amphithéâtre du Quarto. Mais ici, la dépression entaillée dans le massif des Camaldoli n'aboutit point, comme c'est le cas pour les excavations du SE. et du SO., soit à la mer, soit au dos de quelque arête. Elle se prolonge vers l'occident, formant la cavité la plus vaste des Campi Flegrei et une des plus régulièrement ovales, avec ses 4 500 mètres de longueur E-O., ses 3 000 mètres de largeur. Son fond uni n'est qu'à 35 mètres au-dessus du niveau de la mer. La crête qui l'entoure de toutes parts s'abaisse graduellement de l'E. vers l'O. où sa hauteur n'est que de 80 mètres. Sur tout son pourtour, la cuvette de Quarto est bordée de pentes arrondies, doucement inclinées vers l'intérieur, quelque peu ravinées toutefois du côté des Camaldoli. L'ourlet du sol qui la ferme au N. et à l'O. se confond avec le versant extérieur du massif flégréen, et l'éperon de S.Severino s'en détache au NO. Au sud, c'est d'abord l'apophyse de Romana séparant le Quarto de la plaine de Pianura, puis la montagne étroite et basse de Spaccata (500 m. de largeur, 150 m. de hauteur), entaillée au sud par deux amphithéâtres de 600 mètres de rayon, aux parois verticales, dont le plus occidental, celui qui ferme au N. le prolongement oriental de la Starza est coupé en son milieu par une brèche étroite où se glisse la route d'entre Pouzzoles et Quiliano, par Starza et Piano di Quarto. C'est au flanc SO. du Quarto qu'est l'origine de la grande branche flégreénne, serrée entre la Starza et la mer Tyrrhénienne.

La longue et rigide muraille du Pausilippe (Poselipo, Posilipo) de un à deux mille mètres de largeur à peine, de plus de 6 kilomètres de

long, se détache du masssif des Camaldoli, à l'apophyse de Vomero. Sur toute sa longueur elle garde 150 mètres de moyenne altitude. Doucement inclinée vers l'E. où elle se termine toutefois par des falaises brusques, elle présente à l'occident des parois hautes et roides, un peu incurvées, dominant les plaines basses de Fuorigrotta et de Bagnoli. Brusquement, au promontoire de Coroglio, la chaîne se termine. Mais plus loin, au bord de la terrasse sous-marine qui en prolonge encore le socle à deux ou trois kilomètres vers le SO., Nisida ou Nisita rejaillit des flots, par 10 mètres de fond à peine, beau cône de 900 mètres de diamètre à la base, haut de 109 mètres, tronqué et percé d'une vaste chaudière dont la mer a fait un havre excellent en rompant la partie sud-occidentale de l'enceinte. Telle est la première grande branche flégréenne.

La partie centrale des Campi Flegrei, le second lambeau attaché au massif des Camaldoli, semble naître à l'apophyse de Romana et aux plaines de Pianura et Soccavo : c'est en effet de cette région que partent les arêtes saillantes du groupe; à l'est, s'étendent les plaines de Fuorigrotta et de Bagnoli, au sud la baie, à l'ouest la Starza et son prolongement oriental.

Une première arête se développe en un large hémicycle de 1 500 mètres de rayon, autour de la plaine d'Agnano. A l'origine ses plus hautes saillies ne dépassent pas de plus de 50 mètres la plaine de Pianura; vers le SE., le S., puis le SO., elle se rétrécit et s'abaisse graduellement jusqu'à 60 mètres, puis brusquement, se termine en s'élargissant et se redressant par le massif rocheux de la Spina (170 m.) au N. de Bagnoli. Vers l'orient, cette arête se perd insensiblement dans les plaines; vers l'occident au contraire, elle plonge en brusques parois dans la dépression unie et basse (3 mètres à peine) d'Agnano. C'est au pied même de la falaise que s'ouvre la fameuse grotte du chien. aux émanations méphitiques et que jaillissent les « stufa », vapeurs d'eau, et les sources qui alimentaient le lago d'Agnano, desséché en 1870.

L'autre arête, à peine détachée, se développe avec plus de régularité encore et délimite la magnifique conque d'Astroni, ovale de 2 000 mètres de long E-O., de 1 500 de large N-S., régulier comme un « astre », ainsi que semble l'indiquer son nom. L'altitude de la crête varie; au Torre Nocera, culmen à l'O. de la conque, elle est de 250 mètres, au Torre Lupara, au NE. de 240 mètres. Entre ces deux

sommités le bord s'abaisse régulièrement jusqu'à 170 mètres au N., jusqu'à 110 au sud-est. Le fond de la cavité d'Astroni dépasse en moyenne de 30 mètres le niveau de la mer, quelques bosses coniques, quelques dépressions occupées par les eaux l'accidentent. La merveilleuse coupe est envahie en entier par d'épaisses forêts de chênes où vivent encore les sangliers et les cerfs.

Cette arête d'Astroni s'incline régulièrement au sud, dans la dépression d'Agnano, au nord dans celle de Pœrio (100 mètres). Vers l'occident au contraire, trois branches importantes s'en détachent au Torre Nocera. L'une d'elles, haute de 150 à 200 mètres, large de près de 2 kilomètres, se dirige vers le sud jusqu'au massif rocheux de l'Olibano, puis se coudant vers l'est, elle va faire face au Monte Spina par le Monte Dolce, non moins important. Une brèche, de 60 mètres de niveau, entre les deux hauts piliers, permet une communication facile entre la plaine d'Agnano et celle de Bagnoli. Cette arête divergeant du Nocera ferme à l'ouest et au sud-ouest la dépression presque rectangulaire d'Agnano. Vers le sud, elle domine brusquement la mer. Vers l'ouest, ses versants s'inclinent vers la Starza et la ville de Pouzzoles. C'est dans ce flanc occidental, à 2 kilomètres à l'E. de la ville même, qu'est entaillée comme à l'emporte-pièce, la cavité circulaire de la célèbre Solfatara. Le fond de la chaudière, dont le diamètre à 6 ou 700 mètres, se trouve à 100 mètres environ au-dessus du niveau de la mer; il est brusquement dominé par les hautes parois orientales, tandis qu'au N. et au S., l'altitude des bords s'abaisse, pour disparaître complètement à l'O. Partout des flancs et du fond de la Solfatara, jaillissent les fumerolles. C'est la chaudière flégréenne qui est restée la plus active. Ses roches sont très décomposées par l'action des gaz et il semble que, la nuit, de vagues reflets rougeâtres s'échappent d'innombrables petites ouvertures derrière lesquelles s'élabore le soufre.

La seconde branche se dirige immédiatement à l'O. du Nocera ; elle n'a que 1500 mètres de long; sa hauteur moyenne est de 170 mètres. Elle s'avance dans la Starza comme un promontoire et se termine par le massif de Cigliano, cône de 500 mètres de rayon à la base dont le sommet échancré d'une chaudière, atteint 210 mètres dans sa partie nord, tandis qu'au sud il n'a que 180 mètres, soit 20 à peine de plus que le fond de la coupe.

La troisième branche, l'étroite arête du Pacifico (170 m. de haut)

se dirige vers le NO., fermant au SO. la plaine de Poerio. A son extrémité, un peu en contrebas et en face des amphithéatres de Spaccata, s'ouvrent les trois cuvettes emboîtées de Campana, dont la plus large est de dimension semblable à la Solfatara, la plus petite, la Fossa Lupara, de diamètre trois fois moindre. Les curieuses chaudières se révèlent à peine par des saillies de 10 à 20 mètres sur la plaine environnante; la Fossa est toutefois plus abrupte et profonde de 40 mètres; c'est dans son flanc oriental qu'est la Senga, fissure large de quelques mètres, profonde de près de 40, en grande partie cachée par la végétation.

La troisième grande branche flégréenne, la plus longue, la plus régulière peut-être, se développe comme un vaste croissant dans toute la partie occidentale des Campi Flegrei. A l'O., ses pentes arrondies se confondent d'ailleurs avec le versant extérieur du grand massif. A l'E., ses flancs, plus découpés et plus abrupts, dominent la Starza et la baie de Pouzzoles. Elle n'a ni les longues arêtes ni les vastes dépressions des autres branches flégréennes, mais elle présente plus d'homogénéité dans l'ensemble, plus de finesse, de variété dans le détail. On peut aussi la comparer à une faucille, large et massive à l'origine, effilée vers l'extrémité, avec deux ou trois étranglements séparant des parties plus consistantes.

Elle naît au SO. du Piano di Quarto, de la réunion des bourrelets qui enceignent la vaste coupe à l'O. et au S. Large d'abord de 2 à 3 kilomètres et haute en moyenne de 80 mètres, elle va s'étaler et s'exhausser vers le SO., à l'orient du lago di Licola, et former la curieuse terrasse circulaire de Ruscello (138 mètres de haut, 1 100 de large), tandis que vers le S., se dressant davantage encore, elle projette dans la Starza l'énorme appareil du Campiglione. Le massif est formé par deux petites chaînes dirigées E-O.; Corvara au N. (319 mètres); Barbaro au S. (329 mètres), reliées à leurs extrémités par deux selles, s'abaissant jusqu'à 160 mètres à l'O., jusqu'à 80 à l'E. La coupe intérieure offre ainsi l'aspect d'un rectangle de 1 500 mètres de long, de 1 200 mètres de large et dont le fond n'est qu'à 40 mètres au-dessus du niveau de la mer. Encore entièrement confondu avec la masse générale du lambeau par le Corvara, le Campiglione est dégagé de tous les autres côtés et s'avance jusqu'à 800 mètres à peine du Cigliano, 1 500 du rivage marin. Comme au temps où Juvenal le chantait sous le nom de Gauris inanis, ses flancs escarpés sont encore couverts de vignobles.

Au delà de l'étranglement compris entre l'amphithéâtre de Migliarese et le prolongement occidental de la Starza, le lambeau s'élargit à nouveau. Une première arête formée par les M[ti] Rosso et Grillo (80 à 100 mètres) entoure au N. et à l'O. l'Arco Felice, petite plaine, inférieure à peine de 20 mètres. La faible échine prolongée formerait un ovale de 2 kilomètres SSO.-NNE., 1 500 mètres transversalement, mais la partie sud-orientale de la plaine s'échancre, s'évide pour faire place à la coupe célèbre de l'Averne, vaste amphithéâtre aux trois quarts fermé, s'ouvrant seulement vers le SE. La coupe assez régulièrement circulaire offre en moyenne 1 000 mètres de largeur; sa crête s'élève en son milieu à 116 mètres de plus grande hauteur et s'abaisse régulièrement vers les extrémités; les parois sont presque abruptes et le fond, occupé en entier par un lac circulaire, descend régulièrement à 34^{m},50 sous le niveau de la mer. L'Averne, avec ses flancs pittoresques, ses bouquets d'arbres, sa belle nappe lacustre présente aujourd'hui un aspect des plus riants. Quelques sources et fumerolles s'échappent encore de la roche; à la paroi sud-occidentale, l'antre de la Sybille rejette encore ses émanations putrides, mais en dépit de son étymologie les oiseaux franchissent impunément le lac autrefois si redouté. Il est possible toutefois qu'au temps des Romains, l'activité volcanique y ait été plus considérable que de nos jours.

A l'est de l'Averne, à peu près devant la grande brèche, s'élance la petite masse du Monte Nuovo, formée en 1538. Le beau volcan, si parfaitement conique, avec ses 1 200 mètres de diamètre à la base, est évidé au sommet par une vaste chaudière, large de 350 mètres d'un bord à l'autre, dont la crête haute en moyenne de 100 mètres atteint 149 mètres de plus grande surrection à l'ESE. et dont les parois abruptes plongent jusqu'à 7 mètres plus bas que le niveau de la mer. Au N. et à l'E le volcan domine la Starza, au S. la mer baigne son pied; à l'O. et au SO. s'étendent l'Averne et le Lucrin et les terres basses où Agrippa établit son fameux canal, région que l'éruption de 1538 modifia considérablement. Quelques édifices surmontent la base du Nuovo; les cultures couvrent les pentes inférieures; les hautes régions nourissent une maigre végétation d'arbousiers et de myrtes.

C'est du versant occidental du Monte Grillo que se détache l'éperon de Cumes, peu élevé d'abord, hardi, rocheux, hérissé de broussailles et supportant quelques ruines vers son extrémité (80 mètres).

Un second étranglement est formé à la petite arête qui sépare

l'admirable amphithéâtre de Baïa, des fonds où séjourne le Lago di Fusaro. Puis de nouveau, la branche flégréenne se redresse et forme le massif de Salvatichi, protubérance quadrangulaire et pyramidale faisant face au Monte Procida et dressant son culmen à 127 mètres. Au versant NE., elle se creuse d'une double cavité circulaire, couverte de vignes, les Fondi di Baïa, allongée S.-N. et s'ouvrant sur la baie.

Enfin, la presqu'île se termine à l'E. du Monte Procida par les quelques rides de Bacoli, les bas-fonds où croupissent la Mare Morto et le Porto Miseno et le massif rectangulaire abrupt et majestueux, quoique de petite dimension (600 m. S-N., 300 m. E.-O., 79 m. de haut), véritable borne du domaine : le Capo di Miseno.

Une des questions qui ont le plus intéressé les géologues est la recherche des divers mouvements oscillatoires qui, pendant l'époque historique, ont affecté le massif flégréen, et notamment les colonnes du temple de Serapis à Pouzzoles.

Les premières phases des Campi Flegrei, et même la plus grande partie de son activité, eurent lieu sous les eaux, on le sait. Les géologues s'accordent pour placer dans le pleistocène, en même temps que le soulèvement général de l'Italie, le mouvement d'élévation qui porta en partie le massif hors des eaux et permit à ses dernières phases de se manifester à l'air libre.

Pour la période historique, les savants les plus autorisés s'accordent encore sur la succession des oscillations générales, mais certaines différences de vue, en ce qui concerne quelques détails, les ont conduits à des conclusions diverses de très grande importance.

On a fait appel à plusieurs arguments géologiques, historiques, archéologiques ; érosions des rivages, récits et descriptions datant d'époques diverses, monuments anciens, moles de Nisida, pont de Caligula à Pouzzoles, bains, édifices de Baïa, de Naples, d'autres villes encore. Mais de tous, le plus important, le plus connu d'ailleurs et celui qui suscita l'idée des mouvements oscillatoires historiques est le temple de Serapis, à Pouzzoles.

Les ruines du fameux édifice s'élèvent au N. même de la ville, à quelques mètres du rivage. Il n'en reste que des pans de murailles, des décombres de toiture envahis par la végétation, un dallage assez bien conservé, de niveau un peu inférieur à celui de la mer et couvert de flaques croupissantes ; enfin, trois hautes colonnes restées debout.

Les fûts de ces colonnes sont cerclés, de la hauteur de 2m50 environ à celle de 5 mètres, de larges ceintures de trous, formées par des lithodomes. Sous le dallage, on a découvert un plancher et des restes d'édifice plus ancien.

Il est probable, qu'à l'époque romaine, un premier temple s'élevait sur l'emplacement actuel des ruines célèbres : les restes d'édifice trouvés sous le dallage en font preuve. A une époque indéterminée, un autre temple, celui que nous voyons encore aujourd'hui en partie, fut bâti à sa place, ce qui fait supposer qu'un affaissement du sol a dû se produire. Délaissé plus ou moins après Théodose et ses successeurs, adversaires du culte de Serapis, l'édifice s'écroula peu à peu. Toutefois, les gens de la contrée préservèrent avec soin la Cantarelle, source thermale qui jaillissait derrière le temple et dont l'eau, canalisée à travers les salles et les cours, en alimentait les bains avant de se perdre dans la mer. Au moyen âge et jusqu'au XVe siècle, et même au début du XVIe siècle, la mer pénétra au loin dans la Starza et jusque derrière le temple qui fut à peu près submergé. En 1538, le Nuovo entra en éruption, couvrit la région de matériaux volcaniques et la Cantarelle, libre jusqu'alors, fut ensevelie sous la couche de débris rejetés. On ne la retrouva qu'en 1738 et l'on ne s'intéressa de nouveau au temple qu'en 1750. L'édifice était alors hors des eaux.

Le déblayage a fourni des couches superposées de matériaux divers, confirmant par des arguments géologiques les données de l'histoire; débris de plafond, briques, poteries en bas, témoins de l'abandon du temple; puis, une couche de tuf calcaire d'eau douce, indiquant qu'une flaque d'eau séjourna dans une dépression formée par les décombres; plus haut, des sables à coquilles marines, pareils à ceux que l'on trouve dans les jardins voisins et confirmant l'invasion de la mer ; enfin une couche peu épaisse de produits volcaniques. Les ceintures de trous creusés par les lithodomes commençaient au-dessus de ces matériaux ; elles indiquaient l'épaisseur de l'eau au-dessus de l'amas de décombres et de sédiments, du moins au-dessus des sables marins, et il est impossible de savoir si les produits volcaniques sont antérieurs ou postérieurs à la perforation, et par suite, si le temple était immergé ou exhaussé en 1538.

Depuis son déblaiement, le temple n'a pas subi de grands changements.

Il est donc certain que la mer s'avança, depuis la période romaine jusque vers la fin du moyen âge, et que la ligne de rivage recula dans l'intérieur et s'éleva de plusieurs mètres. Puis le niveau marin s'abaissa et reprit à peu près son ancienne position, relativement aux terres voisines. Tous les auteurs le reconnaissent.

Mais pour Nicolini, qui étudia tout le littoral campanien, il y eut variation du niveau marin, sans que la terre perdit sa stabilité, comme le prouvent la verticalité des colonnes du temple de Pouzzoles, les murailles de tant d'autres édifices et la constance des sources si nombreuses, qui jaillissent sur les bords de la mer, dans toute la région flégréenne. D'après le savant italien, il y aurait eu : une phase marine positive jusque entre le IXe et le Xe siècle, de — 6 mètres qu'il était à la période romaine, le niveau marin atteignit +5^{m}8 (par rapport au niveau marin actuel) ; puis, une phase négative assez courte et assez brusque; enfin, une nouvelle phase positive débutant peu après 1511 et qui se prolongerait encore de nos jours.

Pour Suess, il y eut ou mouvement de la mer, ou mouvement du sol, probablement les deux; phase marine positive jusqu'au XVe et XVIe siècle; puis, vers 1538, avec la formation du Nuovo, mouvement négatif brusque; postérieurement, mais sans toutefois qu'on puisse fixer une date, nouveau mouvement positif. Ce qui caractérise l'opinion du savant, c'est que le phénomène se serait localisé dans ce qu'il appelle le cratère flégréen, c'est-à-dire la région déprimée, formée par la baie de Pouzzoles, la Starza et ses prolongements. En dehors de ce domaine, il n'y aurait eu aucun changement de niveau. De plus, le brusque mouvement d'émersion du temple aurait été dû à la formation du Nuovo, par un boursouflement du sol, semblable à celui qui se produisit en 1861 à la base sud-occidentale du Vésuve.

Enfin, contrairement à Suess, Gunther vient de montrer, que le mouvement fut général dans toute la baie de Naples jusqu'à Sorrente et Capri et même, vers le NO., jusqu'à Gaète et peut-être à l'embouchure du Tibre; mouvement d'ensemble avec longs repos et périodes actives assez courtes. Un affaissement se serait produit pendant le moyen âge; Naples, Capri et la région flégréenne se trouvaient alors à 6, 8, 10 mètres même plus bas qu'au temps de Rome. Puis, vers le XVIe siècle, relèvement, mais de quelques mètres inférieur au mouvement de descente. De plus, ce n'est pas à la formation du Nuovo que serait dû le soulèvement du temple de Serapis, il est

probable, au contraire, que la formation du Nuovo fut conséquente du mouvement de surrection générale.

Un autre phénomène, qui suscita également de nombreuses discussions, fut la formation en plein massif flégréen, au moyen âge, d'une montagne ignivome : le Monte Nuovo. La connaissance, aujourd'hui assez précise, de l'histoire de cet appareil, fut un grand apport aux conceptions qui dominent à présent la vulcanologie. Elle nous apprend, en effet, les premières phases d'une formation volcanique de manière plus précise, puisque saisie en quelque sorte sur le vif, que celle que nous permet de supposer la structure d'un massif. Toutefois, cette importance n'est encore que relative, car en somme le Nuovo n'est qu'un cône secondaire, une pustule de ce grand massif flégréen.

Il ressort des descriptions données par les quatre témoins de l'éruption ou observateurs venus peu de temps après, que depuis un demi siècle déjà, la région où allait se dresser le Nuovo était soumise à des secousses violentes, de plus en plus fréquentes à mesure qu'on approchait de l'an 1538. Le 27 et le 28 septembre de cette année elles se succédèrent sans arrêt. Le 28, la mer recula d'environ deux cents pas, laissant la plage couverte de poissons ; quelques sources jaillirent des terres émergées. Et pendant la nuit du 28 au 29, vers 2 heures, la montagne apparut, entre la cuvette de l'Averne et les pentes du Barbaro, auprès des bains de Tripergola.

Mais si, d'après quelques phrases de Porzio et de Francesco del Nero, sur lesquelles se basèrent les partisans de la théorie des cratères de soulèvement, la terre se souleva, se gonfla et prit la forme d'une montagne, le reste du récit de ces auteurs et les rapports des autres observateurs contemporains montrent clairement que l'appareil se construisit par simple accumulation de matériaux, rejetés par une bouche éruptive. Il y eut probablement de petites oscillations (affaissement de $4^{m}20$, puis soulèvement, d'après Francesco del Nero), mais elles dûrent être toutes locales. La terre s'ouvrit dans un vallon voisin de Tripergola, lança d'abord au dehors quelques jets d'eau chaude et quelques flammes, puis l'orifice s'agrandit, un gouffre se forma par lequel furent expulsés avec fracas, des flammes et de la fumée, des pierres ponces, des scories, des blocs rocheux « aussi gros qu'un bœuf », des cendres mêlées d'eau, qui retombaient autour de

l'orifice. En moins de douze heures, la montagne était presque aussi haute qu'aujourd'hui. Le pays fut couvert de débris volcaniques. La boue s'abattit sur les édifices de Naples et les cendres furent portées jusqu'en Calabre. Les oiseaux tombaient morts dans la plaine voisine, les gens fuyaient épouvantés et couverts de boue. Pendant les deux jours et les deux nuits suivants, le volcan ne cessa d'exhaler des vapeurs d'un noir opaque ou d'un blanc éclatant. Le troisième jour, 1er octobre, les explosions cessèrent et les curieux purent monter sur les bords du cratère et voir la terre osciller au fond de la cheminée. L'activité reprit le quatrième jour, cessa de nouveau pour reprendre le septième jour avec presque autant de violence que lors des premières éruptions, et vingt-quatre personnes, surprises, périrent sur les flancs de la montagne. L'activité se prolongea faiblement pendant quelques mois encore, par des émanations gazeuses et des fumerolles. Jusqu'à nos jours où quelques exhalaisons insignifiantes de vapeur aqueuse s'élèvent à peine du fond du cratère, elle ne devait plus se traduire par de brusques éruptions.

Telle fut la succession des phases du Nuovo d'après les observateurs contemporains de l'éruption. Telle est aussi ce que nous enseigne la structure du petit volcan.

Le Nuovo est composé en entier de couches superposées de matériaux meubles, indiquant des explosions successives : cendres, lapilli, ponces et scories trachytiques de teinte claire, tous matériaux auxquels se mêlent quelques produits arrachés au sous-sol ; cendres, fragments de tufs, débris de coquillages de *cardium* et de *cerithium*, briques romaines, morceaux de poteries et décombres d'habitation. La partie superficielle du volcan est formée par deux couches de grosses scories noires, phonolitiques, séparées par une couche de tuf clair. Quelques auteurs ont parlé d'une petite coulée de lave au versant méridional du massif, mais il ne s'agit probablement que d'un amoncellement de scories.

Tous ces matériaux s'inclinent régulièrement autour du cratère, plongeant vers l'extérieur avec 20 à 25 degrés d'inclinaison. Dans la partie orientale et nord-orientale de la chaudière, toutefois, les couches s'inclinent également vers l'intérieur.

D'après de Lorenzo, le volume de matériaux rejetés par le Nuovo serait de 39 187 200 mètres cubes. Se basant sur les observations de Branco, de Geikie surtout et sur les expériences de Daubrée, qui

tendent à montrer que les cheminées volcaniques prennent la forme cylindrique et une largeur égale à celle que révèle le fond des cratères, le savant italien conclut, qu'un volume de matériaux, égal à celui formé par le Nuovo ne pouvait occuper dans la cheminée qu'une hauteur de quelques centaines de mètres et par suite que la profondeur à laquelle se trouvait le magna, lors de l'éruption, ne devait pas dépasser 1200 mètres. Ces conclusions ont été fortement combatues par Sabatini.

La structure de ce vaste édifice des Campi Flegrei n'est point encore suffisamment connue pour qu'on puisse retracer avec sûreté tous les détails de l'histoire du massif. Les chercheurs qui, surtout depuis quelques années, ont attaqué avec toutes les armes que leur fournit la science moderne, le système si complexe, n'ont pu nous donner avec certitude, des descriptions complètes que d'appareils isolés; la majeure partie du massif est de structure inconnue ou indéterminée ; les descriptions générales ne sont encore que des tentatives. Toutefois, en plus du Nuovo, quelques morceaux sont bien connus. Telle est entr' autres, toute la partie centrale du système, le massif compris entre la Starza, la baie de Pouzzoles et les plaines de Bagnoli, Fuorigrotta, Saccavo et Pianura, si magnifiquement étudié, comme la plupart des autres appareils du système d'ailleurs, par G. de Lorenzo.

L'orifice le plus important de ce groupe, le plus nettement apparent d'ailleurs, est sans conteste celui que forme la conque d'Astroni.

La merveilleuse coupe et le cône régulier au cœur duquel elle s'ouvre forment en effet un volcan nettement individualisé, composé en entier de matériaux fragmentés, assez régulièrement disposés en couches superposées. Quelques tufs compactes, à environ 51,80 p. c. de silice, composés surtout de feldspath, d'augite, de biotite, magnétite et apatite, très rarement de leucite et d'olivine et contenant des blocs d'obsidiennes, de trachytes, de trachy-dolérites, apparaissent en quelques points de la base. Mais la plus grande partie de l'appareil est constituée par de puissantes couches de ponce, dont la grosseur varie de la cendre impalpable à des blocs de près d'un mètre cube de volume. Cette roche contient en moyenne 58 p. c. de silice. On peut dire que l'Astroni en est presque entièrement composé. Le volcan rejeta également des scories trachy-andésiques, noires et compactes,

dont on peut voir des bancs assez rares et peu épais, englobés dans la ponce. Quelques unes de ces scories, unies à des lapilli manganésifères sont caractéristiques; leur couleur varie du rose au pourpre et au violet; on les retrouve jusqu'à plus de 10 kilomètres du point où elles furent rejetées. Les obsidiennes et les lapilli sont plus rares encore et disséminés dans tout l'appareil. Enfin des matériaux arrachés au sous-sol se mêlent à ces produits divers.

La masse de lave qui surgit à la base de la paroi orientale du cratère, la Caprara, dont la nudité tranche sur l'épaisse verdure environnante, n'appartient très probablement pas à la chaudière d'Astroni. Amas énorme, long de 200 mètres et haut de 80, de roche trachytique à pâte scoriacée ou compacte, grise et tenace, à grands cristaux de feldspath, d'augite, de biotite et cristaux plus petits de hornblende, de leucite, de magnetite, considérée par Lorenzo comme une vulsinite, elle constituerait pour certains auteurs un énorme filon. Mais il est plus probable qu'elle existait déjà lors des éruptions du volcan.

Tous les produits meubles d'Astroni s'inclinent vers l'extérieur suivant un angle de 20 degrés, et dans les parties nord, ouest et sud-ouest, ils pendent également avec régularité vers l'intérieur du cratère. L'énorme chaudière, si vaste que son fond est presqu'au niveau de sa base extérieure, se forma donc par une succession d'explosions gigantesques et régulières.

Les buttes qui s'élèvent à l'intérieur de la grande enceinte: Imperatrice, la plus haute, au centre; Rotondella au NE. et Pagliaroni à l'E., représentent une seconde phase volcanique d'Astroni, une reprise moins intense de l'activité. Autant que l'ont permis les recherches, très difficiles à cause de la végétation, on a pu constater que l'Imperatrice était un véritable cône volcanique, avec cratère au sommet, formé de tufs, cendres, pouzzolanes, ponces, scories, lapilli, obsidiennes et blocs de trachyte, de sodalite et de trachy-dolérite. La Rotondella est une masse de trachyte gris ou violacé, de composition semblable à celle de la Caprara, plaquée contre le flanc nord-oriental du petit cône; le Pagliaroni, long bourrelet s'allongeant au pied de la paroi orientale du cratère, est un monceau de scories, violettes, rouges ou jaunes, vulsinitiques, offrant tous les intermédiaires entre ces types et la roche de Rotondella.

Les partisans de la théorie des cratères de soulèvement avaient vu, dans ces intumescences intérieures d'Astroni, le noyau trachytique

dont la poussée verticale redressa les couches sujacentes et les disposa autour de l'orifice cratérique. Pour Lorenzo, l'Impératrice est un volcan surtout explosif, qui, à une certaine période de son activité, rompit sa paroi nord-orientale et rejeta une longue coulée, scoriacée d'abord, compacte à la fin, qui s'étala dans la partie orientale de l'Atrio formé par la grande enceinte extérieure et le cône interne.

L'âge de l'Astroni ne peut être nettement indiqué. En tous cas, il n'est pas douteux que les éruptions du volcan eurent lieu à une époque très rapprochée de nous et probablement au début de l'ère historique. Les flancs de l'appareil sont à peine érodés par quelques torrents. Il est en outre certain, que ses éruptions se manifestèrent à l'air libre, car aucun indice d'action marine, aucune strate de sédiment marin n'a été signalée parmi les produits. Les seuls dépôts aqueux connus dans tout le massif consistent en lits tufacés lacustres, couvrant la base méridionale du cône, dans la plaine d'Agnano, les versants inférieurs du nord et de l'ouest et le fond de la grande coupe intérieure.

Le petit massif conique qui se dresse à l'ouest de la conque d'Astroni, le Cigliano, est également un appareil volcanique. Mais ses petites dimensions et sa position par rapport au grand massif voisin permettent de le considérer comme un cône adventif, greffé sur le versant occidental de l'Astroni. Il est presque en entier formé de cendres, de pouzzolane et de bancs de petites ponces incohérentes, surmontant les produits d'Astroni. Ses explosions furent sans doute contemporaines de la formation du volcan de l'Impératrice.

Plus complexe est le Campana, dont les trois cuves concentriques, s'ouvrent à l'extrémité de la chaîne du Pacifico. Le triple volcan est composé d'un amoncellement de scories roses et noires, de cendres grises, de bombes spongieuses, d'obsidiennes et de lapilli ; les ponces y sont rares, ce qui le distingue des autres cratères flégréens. Le cratère du centre a émis un peu de lave vers l'est, celui qui l'entoure immédiatement vers le nord-ouest. Quelques blocs de laves sont mêlés aux autres matériaux. Tous ces produits sont de nature trachytique, trachy-augitique principalement. De même que ceux du Cigliano, ils reposent sur les ponces d'Astroni, et le Campana peut aussi être considéré comme un appareil adventif.

L'arête du Pacifico n'a pas été bien étudiée encore. Lorenzo a émis l'opinion qu'elle pouvait appartenir à un ancien orifice, dont la partie

orientale de la Montagna Spaccata et le Torre Lupara étaient les autres témoins.

Au sud-ouest de l'Astroni, un autre appareil volcanique, de nom mieux connu que les précédents, la Solfatara, l'ancien Forum Vulcani, n'est toutefois pas encore parfaitement déterminé dans sa structure. La plus grande caractéristique de ce volcan est l'abondance de fumerolles qui s'élèvent partout du fond de son cratère, entre les pierres et les broussailles. L'acide carbonique et l'hydrogène sulfuré s'y dégagent également avec abondance : le soufre, la kalinite, l'alotrichite, l'alun, la voltaïte, la misénite, d'autres matières encore s'y rencontrent en plus ou moins grande quantité. Solfatara est la chaudière la plus active des Campi Flegrei; elle aurait eu une éruption en 1198, mais le fait a été contesté.

Les matériaux qui composent le fond et les parois du cratère ont été si considérablement altérés par les diverses émanations gazeuses qui s'échappent du sol, qu'il est très difficile d'en préciser la nature. De même, la disposition des produits autour de l'orifice central n'a pas été nettement déterminée. En tous cas, le volcan est essentiellement formé de tufs ponceux et de cendres; dans la partie méridionale, trois masses de lave trachytique, parmi lesquelles se trouve le promontoire d'Olibano, peuvent toutefois lui être rattachée.

Les versants extérieurs de la Solfatare sont plus dénudés et plus érodés que ceux du volcan d'Astroni. De plus, ses matériaux plongent sous les produits du grand massif voisin. Si son activité fut plus constante que celle de l'Astroni, et probablement postérieurement amoindrie, ses premières éruptions au moins, ont eu lieu avant la formation du volcan du NE.

Enfin, la longue arête qui domine la plaine d'Agnano est sans nul doute, le reste d'une chaudière volcanique de dimensions plus considérables que les précédentes. Les strates de produits fragmentés, qui la composent et que l'on voit sur la falaise intérieure, s'inclinent vers les plaines de l'est et du sud-est. Le Monte Spina est un fragment de coulée, trachyte augitique, appartenant à cet appareil, et il est probable que la Caprara en est un autre. Toute la partie occidentale de l'enceinte se confond avec la Solfatara, et l'Astroni s'est édifié à la place des parois du nord. Les quelques vapeurs chaudes et les émanations gazeuses qui sourdent des parois et du sol d'Agnano sont les restes très atténués de l'ancienne activité.

Ainsi donc, on peut conclure, qu'un premier grand appareil, l'Agnano, se construisit dans la partie centrale des Campi Flegrei, peut-être accompagné au NO. d'un orifice un peu moins considérable, le Pacifico. Puis sur le bord occidental de la grande chaudière démantelée, après une périôde indéterminée, mais assez longue sans doute, un autre évent volcanique, la Solfatara, dont l'activité se maintiendra très tard, se forme par projection et émission de lave. L'Astroni superbe, entre alors en éruption, emportant dans ses explosions toute la paroi septentrionale du cratère d'Agnano; ses dernières manifestations correspondent à la formation de l'Imperatrice, du Cigliano et des cratères de Campana. Il y eut, en somme, diminution assez régulière de l'ampleur des phénomènes indiqués par les dimensions des appareils, en même temps que déplacement du SE. vers le NO.

Parmi les autres volcans bien déterminés des Campi Flegrei, le Capo di Miseno avait déjà été signalé par Poulet Scrope. Le rude promontoire montre parfaitement en effet sa structure; c'est une masse fortement découpée de tufs trachytiques jaunes, compactes, riches en ponces et en scories et couronnée par une mince couche de tufs gris incohérents. Tous ces matériaux plongent en couches assez régulières, à la fois vers l'extérieur et vers l'intérieur d'un orifice central, formant un appareil volcanique dont la mer a arraché les flancs du sud-est et du sud-ouest.

Le Porto di Miseno, bordé au nord et au midi par deux petites rides du sol, est un autre reste de volcan. Il est formé de matériaux semblables à ceux du Capo. A la falaise septentrionale, la Grotto di Zolfo et quelques autres ouvertures du sol, émettent comme la Solfatare, mais moins abondamment, des gaz divers et déposent des matières solides [BELLINI] (1).

L'Averne est un cratère d'explosion bien distinct. Les couches de matériaux qu'il a rejeté se montrent assez nettement sur les parois de l'enceinte, tufs trachytiques de couleur grise, ponces et scories, parmi lesquels s'intercalent quelques bancs de trachyte augitique, en gros blocs, et comme éléments caractéristiques des fragments de leucitite, des petites scories de leucotéphrite formant une couche au flanc nord [PAMPALONI], et même une petite coulée de la même

(1) *Boll. Soc. geol. Italiana Roma*, 1901, vol. 20, pp. 470-75.

roche, riche en plagioclase, en leucite et en augite, mais privée d'olivine.

L'éperon majestueux, que couronnent les ruines de l'Acropole de Cumes est une masse de trachyte phonolitique, à environ 60 °/₀ de silice, gris-clair, compacte, avec belle structure fluidale. Elle représente une ou plusieurs coulées inclinées vers le sud-est sous un angle de 30 degrés, et appartient, avec les tufs, les brèches et les ponces qui l'entourent, à un appareil démantelé dont l'orifice se trouvait à quelque distance vers le NO.

Plus loin, vers le nord-est, le Campiglione est presque un rival d'Astroni par les dimensions de son cratère. Tous ses matériaux, tufs jaunâtres de nature trachytique très abondant en ponces, s'inclinent à la fois vers l'intérieur de la cuve et vers l'extérieur. Toutefois, les érosions marines que l'appareil eut à subir en ont fait disparaître une grande partie dans toute la région méridionale, et aux deux selles qui flanquent le cratère à l'est et à l'ouest, les couches externes ont même complètement disparu. Gunther parle d'une coulée de lave au versant NE. du volcan. Au versant NO., quelques auteurs signalent un petit cône parasite, profondement éventré, le Concala ou volcan de Fondo Riccio, formé de scories trachytiques à 55 ou 58 p. c. de SiO_2 et de blocs de trachytes divers.

Deecke a montré que l'amphithéâtre qui échancre au midi la Montagna Spaccata était la partie septentrionale d'une chaudière volcanique démantelée, un cratère d'explosion assez semblable à celui d'Averno. La coupe présentée par la brèche qui traverse cette montagne, entre Starza et Quarto, donne de bas en haut : des tufs jaunes ponceux; des scories noires; des tufs gris, fins, avec petites ponces, puis avec scories et fragments de tufs jaunes; des tufs gris ponceux et de la pouzzolane au sommet. Tous ces matériaux plongent au nord avec 20 degrés d'inclinaison. La butte de Crisci (25 m.), qui se dresse à quelques kilomètres au sud de cette montagne, en pleine Starza, est peut-être un reste de l'ancienne chaudière.

De l'autre côté du groupe dont l'Astroni est le principal orifice, la chaîne du Pausilippe a montré également une structure volcanique assez nette. Lorenzo y a reconnu les versants orientaux de deux appareils; le San-Strato, entre les promontoires du sud et Villanova et le Fuorigrotta, entre Villanova et l'éperon qui sépare les plaines de Fuorigrotta et de Saccavo. Les tufs jaunes et ponceux qui composent

ı*

nt
ris
ur
ux
de
an
ıd-
ité

les
ne

es,
ıas
lle
ent
ıes
de
ss,
les
ri-
li,
ıs,
es,
es;
de
et,
C.,
ce.

le
nt
ıpi
es-
ıt.

be

ro
d'

C
sil
se
de
l'e
q

d'
ja
la
si
gr
fla
co
N
pe
F
et

ta
ni
d'
en
ce
av
la
2c
q
pe

ch
as
re
F
F

cette chaîne plongent, en effet, autour de ces deux orifices. Ils sont couverts, surtout dans la partie voisine du Vomero, par des tufs gris et des cendres appartenant aux cratères du groupe d'Astroni,qui leur sont donc postérieurs et par suite les versants occidentaux de ces deux volcans auront probablement disparu, lors de la formation de l'Agnano. La butte de Santa Teresa, qui se dresse au centre du San Strato, est un petit cône volcanique au cratère ébréché vers le sud-ouest. Il semble représenter une dernière et minime phase d'activité du grand volcan qui l'entourait.

En face du Capo di Miseno, Nisida forme également un des appareils bien connus. Elle a d'ailleurs mêmes dimensions, même structure et mêmes produits que le volcan occidental.

Toutes les autres parties des Campi Flegrei sont encore indistinctes, et les arguments sur lesquels certains auteurs s'appuient ne sont pas assez importants, pour qu'on puisse reconnaître dans telle ou telle cavité, dans telle ou telle arête, un orifice cratérique ou un fragment de cône. A ces appareils hypothétiques appartiendraient les collines de Bacoli, les deux cuvettes des Fondi di Baïa, l'amphithéâtre de Baïa, la crête du Grillo-Rosso. Le Piano di Quarto serait, pour Suess, une cavité formée par effondrement, conséquent du soutirage des produits sous-jacents. Pianura et Soccavo présentent des bancs horizontaux de matériaux volcaniques; en bas, à la base des Camaldoli, un premier banc de roche est le fameux Piperno (1), tuf pour les uns, lave pour les autres, en tous cas roche trachytique, avec sanidines, augites, magnétites et hématites; plus haut, brèches; puis tufs jaunes; enfin tufs gris. Chiaja et Napoli, les deux amphithéâtres où la grande ville s'étale, seraient également des restes de bouche volcanique et, pour Breislak, la falaise qui se prolonge encore au delà, vers le NE., serait la paroi nord-occidentale à peine indiquée d'un dernier orifice.

Dans son étude sur les mouvements oscillatoires, que dû subir le temple de Pouzzoles, pendant la période historique, Suess, se basant surtout sur des arguments topographiques, considère les Campi Flegrei comme un vaste cône, plusieurs fois effondré, dans la dépression duquel quelques bouches éruptives secondaires apparurent.

(1) Roche très différente du Peperino ou Peperite des environs de Viterbe quoique son nom en soit très rapproché.

Presque tous les amphithéâtres et les grandes coupes internes ; San Strato, Fuorigrotta, Soccavo, Pianura, Spaccata, Campiglione, Averno et Baïa, sont « évidemment des cuvettes d'affaissement », entre lesquelles s'avancent des éperons de matériaux ayant résisté à l'effondrement général, éperons d'autant plus élevés qu'ils s'avancent davantage vers le centre du massif. Agnano représenterait un second cône, édifié dans ce premier grand cratère, et à son tour effondré. Astroni, Solfatara et Nuovo seraient les véritables cônes d'explosion.

Nous avons vu qu'il ne pouvait en être ainsi, et que la plupart des prétendus cirques d'affaissement étaient de véritables cratères, autour desquels se sont accumulés progressivement les matériaux rejetés.

Plus précise est la conception de Lorenzo : elle se base d'ailleurs, non seulement sur l'aspect des appareils, mais encore sur la stratification et la nature des matériaux. Le savant italien a pu retracer ainsi trois grandes phases volcaniques principales, dont quelques-unes subdivisées en périodes secondaires.

A la première période, appartiennent les tufs pipernoïdes bien connus des géologues. Ce sont des agrégats de matériaux détritiques, de couleur grise, de nature trachytique, avec 60 ou 65 p. c. de silice, abondant en petites scories noires. Le vent et les courants marins surtout, les ont étalés, lors de leur apparition, en couches plus ou moins épaisses et sur une épaisseur indéterminée, dans la plaine de Labour, jusqu'à Caserte et Capoue, dans toutes les vallées apennines qui s'ouvrent à l'orient de la dépression campanienne et sur les monts de Sorrente et de Capri. On les trouve aussi, au fond du puits creusé dans le parc royal de Naples, entre le Vomero et le Pausilippe, à la base du Monte di Cuma, mais en moindre quantité. Dans les Campi Flegrei proprement dits, ils sont en effet remplacés par une masse rocheuse de composition chimique et minéralogique semblable, mais de structure plus voisine de celle des laves ; c'est le Piperno de la base des Camaldoli. Les matériaux constituant ces tufs ont dû être riches en acides, chlorydrique, sulfurique et surtout fluorique, parce qu'ils ont métamorphosé les blocs calcaires des monts voisins sur lesquels ils étaient portés, et ceux que les eaux entraînaient dans leur masse.

Quels furent les orifices qui rejetèrent ces premiers matériaux ? Sans doute, c'est dans les collines flégréennes qu'il faut les chercher. Mais les nivellements que la mer leur fit subir et les éruptions postérieures

ont fait disparaître complètement leurs traces. Probablement aussi, représentent-ils les premières manifestations et par suite les parties inférieures et cachées, de quelques orifices encore existants.

La seconde période est représentée par des couches de cendres, de sables, de lapilli, de ponces trachytiques, dans lesquelles s'intercalent des strates de marnes,d'argiles à coquilles marines,et des conglomérats et brèches, les « Museum Breccia », formés de blocs de toutes dimensions,d'obsidiennes, de ponces et de trachytes scoriacés,de fragments de roches leucitiques et de calcaires métamorphosés. Ces couches, assez semblables à celles que l'on trouve à Vivara et Procida, se développent précisément, dans la région flégréenne qui se rapproche le plus de ces îles du SO., le long du bord sud-occidental du Monte di Procida et au flanc nord-ouest du Monte di Cuma. Mais on les a signalées aussi aux Camaldoli, à Naples, au Vomero, même un peu à Capri, Sorrente et la plaine campanienne. De même que pour les tufs inférieurs, avec lesquels ces produits constituent la première phase volcanique, on n'a pu leur fixer d'orifice de sortie distinct.

La seconde grande phase flégréenne, la plus nettement apparente, est caractérisée par des tufs de couleur jaune, presque toujours stratifiés en couches régulières et pouvant atteindre une épaisseur totale de 200 mètres. Ils sont formés par des agrégats compacts, de cendres, de lapilli, de petites ponces de nature trachytique, sur lesquels ressortent des fragments de laves, des cristaux brisés de feldspath et de pyroxène. Quelques strates grises s'intercalent entre les couches jaunâtres, et on a trouvé des lambeaux de tufs verts de l'Epomeo, indiquant l'antériorité du volcan d'Ischia et des coquillages non remaniés de *Pecten* et d'*Ostrea* prouvant que les éruptions eurent lieu sous les eaux. Quelques laves recueillies sous le Vomero semblent appartenir à cette phase

Une bonne partie de ces tufs jaunes, celle qui compose presque en entier les Camaldoli, qui affleure en quelques points du Piano di Quarto, à la base de la falaise qui domine le Lucrin, sous le castel de Baïa, à Pouzzoles et au NO. de Bagnoli, n'a pu être rapportée à des orifices certains ; on l'attribue en partie aux appareils supposés de Pianura, Soccavo, Chiaja et Napoli. Mais une autre partie constitue des volcans encore parfaitement reconnaissables, comme le Campiglione, le Porto di Miseno, le Capo di Miseno et Nisida ; des fragments de volcans démantelés comme le San Strato, le Fuorigratta et

le volcan de Cumes dont la lave semble aussi appartenir à cette époque; la partie inférieure d'autres orifices, comme la cuve du Spaccata.

Il est probable que le volume des matériaux rejetés pendant cette seconde phase est de beaucoup inférieur à celui des périodes précédentes, et de plus on ne trouve que rarement ces produits en dehors des Campi Flegrei proprement dits, ce qui semble indiquer qu'il y eut à la fois diminution d'activité et localisation.

La seconde phase flégréenne fut suivie d'un mouvement d'élévation générale du sol, assez considérable pour porter une bonne partie du massif hors des eaux. Pendant cette période d'exondation, la mer ne cessa de démanteler les appareils; l'œuvre destructive fut reprise ensuite par la pluie, le vent et les torrents, et lorsque s'ouvrit la troisième et dernière phase volcanique, nombre de volcans avaient certainement disparu, plusieurs autres ne présentaient plus que des lambeaux. Il n'en reste plus que quatre qui soient bien reconnaissables. Les derniers produits reposent, en effet, en discordance sur la masse de tufs jaunes, épousant les creux et les saillies du terrain; de plus, aucune trace d'action marine ou de dépôt n'a été relevée parmi eux.

Les produits de cette dernière période sont en général teintés de gris, ce qui les distingue du tuf sous jacent. Ce sont des tufs incohérents, de nature trachy-andésitique également: lapilli, cendres, ponces, scories et blocs de lave; plus en certains lieux des bombes et des roches à leucites.

Les orifices qui ont rejeté ces matériaux sont pour la plupart reconnaissables, et on a pu retracer l'histoire du groupe le plus important qu'ils forment, celui d'Astroni. Lorenzo cite en plus, parmi ces appareils, l'Averno, le Nuovo, le Santa Teresa, le Concola, pustule du Campiglione, le Spaccata, et les orifices supposés de Grillo-Rosso, de Baïa, des Fondi di Baïa et de Bacoli. Quant aux masses plus ou moins épaisses qui recouvrent les bords du Quarto, la partie supérieure des Camaldoli et du Pausilippe et celles qui constituent le Ruscello et le Salvatichi, elles appartiennent, soit aux cuves précédentes, soit à des centres d'éruption inconnus.

A cette phase encore semble correspondre une diminution de l'activité flégréenne, témoignée par l'infériorité du volume de matériaux et une diminution de l'aire couverte par les orifices volcaniques. Ces orifices sont certes plus nombreux que ceux des périodes précédentes, mais on ne peut conclure à une augmentation générale du

nombre des évents, ceux des premières périodes ayant en partie disparu.

Actuellement, l'activité flégréenne ne se manifeste plus que par des sources thermales, des vapeurs chaudes, des mofettes, des émanations diverses aux sublimations assez abondantes. Tous ces petits foyers volcaniques entourent la Starza et la baie de Pouzzoles; on les trouve à Agnano, Solfatara, Averne, Baïa et sur toute la côte depuis Naples jusqu'au cap Misène. Ils semblent les dernières manifestations d'une activité à son déclin, mais nul ne peut dire encore que les Campi Flegrei ne rentreront pas un jour en éruption et qu'une montagne nouvelle ne jaillira pas comme en 1538.

En résumé, ce qui caractérise le massif flégréen, c'est d'abord le grand nombre de ses appareils et leur valeur propre. Tandis qu'au Laziale ou à l'Etna, par exemple, une multitude de cônes et de cratères se greffent sur un massif principal, dont ils ne sont que des pustules, tandis qu'aux Lipari, les appareils rayonnent autour d'un volcan central, comme les branches d'une étoile, et qu'aux Sabatini, ils s'alignent avec rectitude, aux Campi Flegrei, au contraire, aucun appareil n'a la priorité; chaque petit volcan a son importance (excepté toutefois le Concola, le Santa Teresa et peut-être Cigliano et Campana) et il n'est pas possible d'indiquer une disposition régulière des orifices autre que leur groupement en massif.

Tous ces appareils sont petits; leur vie fut certainement, comme celle du Nuovo, de courte durée; ils furent essentiellement explosifs et rejetèrent presque exclusivement des roches trachy-andésitiques.

Dans la succession des phases volcaniques, il y a, semble-t-il, diminution graduelle du volume des matières rejetées, en même temps que localisation des évents autour de la dépression centrale.

Vesuvio*, le *Volcan de Naples*, était désigné par les anciens auteurs sous le nom d'*Esbio*, de *Bebio*, *Vesebio*, *Vesvio* ou *Vesbio*. Virgile et Lucrèce l'appellent *Vesubio*; dès le temps de Pline, on lui donna le nom qu'il porte aujourd'hui.

Quoique ce terme désigne généralement encore, comme à l'origine, l'ensemble de la montagne éruptive, il existe toutefois dans l'application que nous en faisons, une légère déviation, résultant sans doute de l'énorme transformation subie par le volcan, depuis la reprise de

son activité, en 79. Pour nous, le Vesuvio proprement dit est plus spécialement le cône terminal du massif, la partie qui s'est édifiée pendant la période historique, celle où se concentre encore actuellement l'activité du volcan. La base de la montagne et l'arête semi-circulaire qui entoure au N. et à l'E. ce cône terminal, toute la partie ancienne du Vésuve est plus particulièrement connue sous le nom de « Somma », qui désigna d'abord l'arête seule.

Le Vésuve est le volcan le plus fameux de la Terre, celui qui réalise, le plus complètement, l'idée que l'homme s'est faite d'un appareil volcanique.

Il n'a ni les vastes dimensions d'un Sehend, ni la majesté d'un Chimborazo, ni l'aspect effroyable d'un Safah; son activité n'atteint pas aux grandioses débordements d'un Mauna-Loa, aux terrifiants paroxysmes d'un Krakatoa ou d'un Timboro, à la constance régulière d'un Stromboli ; sa structure n'offre ni la simplicité du Rongitonto, ni la complexité du Mont-Dore. Mais plus que celle d'aucune autre bouche ignivome du globe, l'histoire de ses éruptions fut mêlée à l'histoire de l'homme, devenu progressivement conscient des forces naturelles. Non seulement il a présenté, pendant une grande partie de la période historique, une activité très soutenue, plus soutenue même que celle de la moyenne des autres bouches actives, mais surtout, c'est au milieu d'une population dense, aux portes de grandes villes, au cœur même des peuples les plus policés du monde, que cette activité s'est révélée. Ses phénomènes devaient donc avoir un retentissement considérable sur l'esprit humain. Ses éruptions, souvent désastreuses, devaient provoquer une émotion universelle. Elles devaient attirer, de plus en plus, les voyageurs épris de spectacles grandioses et les savants curieux de pénétrer intimement un des phénomènes les plus complexes de la géographie physique. Ses colères l'ont fait craindre, la fertilité de ses flancs, la beauté de sa forme et de son aspect toujours varié, l'intérêt, le mystère aussi de ses phénomènes, l'ont fait aimer et quelque peu vénérer.

L'étude en fut donc plus régulièrement suivie que partout ailleurs. La plupart de ses phases et de ses paroxysmes ont été minutieusement notés, sa structure a été en quelque sorte disséquée, ses produits scrupuleusement analysés. On lui connaît plusieurs modes d'explosions, un rythme d'activité. Les grandes lignes de son histoire sont fixées. Ses rapports avec les terrains environnants ont précisé son âge

et laissé entrevoir les causes de sa formation. Toutes ses manifestations servent de type : projections de cendres et de vapeurs, coulées de lave, disposition, température, variation des fumerolles, mécanisme éruptif. C'est autour de lui que se débattent les théories volcanologiques, soit qu'il les suscite directement, soit qu'on vienne en vérifier sur lui l'exactitude. Fatalement, le mont à la fois « redouté et chéri » est aussi devenu le volcan le plus « civilisé » de la planète.

Pourtant, ce ne fut pas le Vésuve qui, le premier, frappa l'attention des hommes et servit à jeter les fondements de la volcanologie. Bien avant lui, le Demavend, les volcans qui parsèment l'Egéide, l'Etna, les Lipari, Ischia et les Campi Flegrei même avaient fourni aux hommes les premières notions des forces volcaniques.

Jusqu'au début de l'ère chrétienne, les peuples de la Campanie ne voyaient dans le Vésuve qu'un mont semblable à ceux des Apennins et quelques savants à peine déduisaient la véritable nature volcanique du massif, de la vue des roches calcinées qui parsemaient le sommet. C'est que, de mémoire d'homme, le Vésuve était en repos. En 79, il se réveilla brusquement, engloutissant plusieurs villes sous les matériaux rejetés. Avec ce réveil, la période historique active commence et l'étude du volcan est sérieusement amorcée.

Les relations qui nous renseignent sur les éruptions des quatorze premiers siècles sont encore assez rares et se bornent à une description très succincte du phénomène volcanique même. Il semble même qu'on doive attribuer en partie à leur peu d'abondance l'espacement des premières éruptions vésuviennes, dont on ne connaît avec certitude qu'une douzaine, avant la grande explosion de 1631. S'il n'est plus douteux que de longues périodes de calme se soient écoulées entre quelques-unes de ces éruptions, comme entre 1306 et 1500 et entre 1500 et 1631, par exemple, où la végétation envahit la coupe même du volcan, il est d'autre part très probable que des périodes actives, faibles à la vérité, précédèrent ou suivirent quelques-uns des grands incendies relatés sérieusement ; telles, par exemple, les années 243, 305, 326, où furent signalées, vaguement il est vrai, des recrudescences d'éruption au cratère; telles encore les années 1037 et 1038 suivant l'explosion de 1036, pendant lesquelles la lave continua, paraît-il, à dégorger du volcan.

En somme, nous avons de ces premières périodes une chronologie à peu près complète et quelques descriptions assez claires. Plutarque,

Tacite, Pline le Jeune, Dion Cassius, Procope, Casiodore, Baronio, Leone Ostiense, Ambrogio, etc., nous ont laissé des documents précieux.

Les récits commencent à abonder avec l'éruption de 1631, la plus formidable peut-être du Vésuve, et les descriptions, quoique très superficielles encore, se précisent. D'ailleurs, les explosions du volcan semblent devenir plus nombreuses. La plus grande période de calme du siècle, celle comprise entre 1660 et 1682, paraît elle-même coupée par quelques incendies. Recupito, Carafa, Viola surtout sont les meilleurs auteurs de ces temps.

Désormais, avec le XVIII[e] siècle, l'activité du volcan est continue et régulièrement enregistrée. Si ce n'est le repos d'entre 1737 et 1744, les périodes de calme n'ont plus jamais dépassé une durée de quatre ans. Et les études se précisent et s'accumulent. Non seulement l'époque et la durée des paroxysmes est nettement indiquée, mais encore chaque phase du phénomène est notée avec minutie. De plus, la minéralogie, la chimie, la physique, la sismologie, le magnétisme même, viennent développer les connaissances sur la constitution, la température des laves, susciter des recherches sur l'origine et les variations des gaz de fumerolles, éclairer les hypothèses sur le mécanisme éruptif. La géologie proprement dite, à son tour, disséquant comme un corps mort la partie ancienne du massif et analysant ses relations avec le sol environnant, essaye d'en fixer l'âge d'en faire revivre l'histoire générale et de pénétrer jusqu'aux causes qui ont pu contribuer à sa formation. C'est la période vraiment scientifique.

La volcanologie, sortie des limbes de l'animisme, dégagée de la littérature et de la géographie descriptive, prend corps peu à peu, devient science à part et le Vésuve est la meilleure source où elle s'alimente. Le flot des chercheurs augmente à chaque éruption; c'est par centaines que se publient les articles sur ses paroxysmes. Depuis 1847, le volcan est pourvu d'un observatoire qui, à lui tout seul, en enregistre les moindres pulsations. Parmi les savants qui ont le plus contribué dans ces derniers siècles à nous faire connaître le volcan, il faut signaler : Serao, Sorrentino, Breislack, Hamilton, L. de Buch, quoique son influence ait fait quelque peu dévier les recherches pendant un certain temps, Poulett Scrope, Lyell, Roth, vom Rath, Scacchi, tant d'autres encore et plus près de nous, Pal-

mieri, Matteucci, Baratta, Johnston-Lavis, Lacroix et Mercalli.

La forme du Vésuve est assez régulière et simple. Vue du golfe qui baigne son pied sud-occidental, ou des plaines unies et basses (50 mètres), qui s'étalent au nord-ouest vers Acerra et Caserte, au nord-est vers Nola et au sud-est vers Castellamare, Angri et Nocera, la belle montagne s'élève régulièrement en forme de cône aux pentes graduellement accentuées. Sa base circulaire, limitée aux rivages marins et aux premières pentes du terrain compte à peu près 15 kilomètres de diamètre. A 600 mètres d'altitude, la montagne encore entière, mesure 4 ou 5 kilomètres, d'un flanc au flanc opposé. Au-delà, le cône se divise en deux saillies, distinctes par la forme et le rôle. L'une d'elle, le Monte di Somma, n'est que le prolongement du grand cône de base — dont elle fait intimement partie d'ailleurs par la structure et l'histoire — dans sa partie septentrionale et orientale; véritable arête en croissant, concave vers le sud-ouest, se confondant à l'extérieur avec les flancs du cône, plongeant vers l'intérieur, en falaise abrupte, de plusieurs centaines de mètres. Cette crête s'élève, assez régulièrement, des extrémités vers la partie médiane. Au Cognoli Trocchia (NNO.) elle atteint 1 092 mètres, à la Punta Nasone, piton suprême (N.), 1 137, au Cognoli d'Ottajano (NE.) 1 115, et au Cognoli de Terzigno (E.), 900 à 1 000 mètres.

L'autre sommité, plus indépendante de la base, est le Vesuvio proprement dit, la partie actuellement vivante du massif. Pendant la période historique, elle a beaucoup varié de volume, sinon de forme; mais, depuis quelques siècles, elle garde des dimensions assez stables.

C'est un cône aussi régulier que celui de la base, aux pentes un peu plus inclinées (30 degrés environ) et relativement moins tronqué. Il s'élève dans la concavité de la Somma, qui lui forme ainsi une sorte de collerette. Pourtant il ne se trouve pas dans l'axe même du cône de base; il lui est plutôt un peu excentrique vers le SO. Sa base qui, d'une part, vient buter au pied des escarpements de la Somma, surmonte, d'autre part, dans toute la moitié sud-occidentale, de petits plateaux : « Piano delle Ginestre » (O.), « Piane » (SO.), de « Pedementina » (S.), qui terminent vers 600 mètres le cône inférieur. Cette base n'a pas plus de 3 000 mètres de diamètre. Le sommet du cône, généralement ouvert par une cuve de quelques cents mètres de largeur et

de profondeur, garde une altitude moyenne un peu supérieure à celle de la Punta Nasone. La plus grande hauteur fut atteinte en 1905; elle portait à 1303 mètres au-dessus du niveau marin le bord de la coupe supérieure; l'éruption de 1906 la ramena à 1232 mètres.

Le long couloir semi-circulaire qui s'ouvre entre Somma et Vesuvio et dont l'aspect varie avec les éruptions, est à environ 800 mètres d'altitude. Sa largeur est de 500 mètres. Dans sa partie occidentale, au N. du Vesuvio, il est connu sous le nom d'Atrio del Cavallo; dans sa partie orientale, à l'E. du cône central, on l'appelle « Val del Inferno ».

A ces grands traits du relief vésuvien, il faut ajouter les saillies que forment aux flancs sud-occidentaux, entre Torre del Greco et Boscotrecase, la charmante colline des Camaldoli (185 m.); plus à l'est, celle de Viuli puis la protubérance allongée E.-O. des Canteroni, qui se dresse sur la base nord-occidentale du cône supérieur, en face du lieu où l'arête de Somma naît des flancs du massif de base, et qui supporte à environ 650 mètres l'observatoire et un hôtel; enfin quelques terrasses, quelques creux, quelques bourrelets de faible relief.

Les pluies qui tombent en abondance sur les versants du mont et ruissellent en torrents, vite humés par le sol poreux, ont creusé de profonds ravins, surtout aux pentes nord-orientales du massif, véritables coupes géologiques où parait la structure. Toutes ces eaux, se mêlant aux produits volcaniques, déjà si riches en matières fécondantes, potasse, soude, ammoniaque, etc., les remanient et en forment un humus généreux, qui fait de la région vésuvienne une des contrées les plus fertiles de l'Europe, quoique jamais fumée. Aussi la végétation pousse-t-elle avec luxuriance sur les pentes inférieures du mont. Toute la base, prolongeant d'ailleurs la région avoisinante, est couverte jusqu'à environ 400 mètres de hauteur, de céréales, de vignobles aux crus fameux, le Lacrima Christi déjà célèbre au temps d'Horace — de vergers et de jardins, véritable ceinture de verdure où s'enchâssent comme des joyaux, les villes blanches et les bourgs vésuviens reliés par des routes et des voies ferrées circulaires; Cercola, S. Anastasia, Somma au N.; Ottajano, S. Giuseppe, Terzigno à l'E.; Boscoreale, Boscotrecase au S., au delà desquelles l'antique Pompeï présente ses places vides et le squelette de ses édifices, et Torre Anunziata, plus moderne, sise au bord de la mer; Torre del Greco, Resina, bâtie près d'Herculanum, et Portici à l'O. Plus de 100000

habitants vivent ainsi, en grande partie parasites du volcan. Plus haut viennent les châtaigniers, qui escaladent presque le sommet de Somma et forment des oasis de verdure dans le désert des laves et des scories de la partie moyenne du volcan; tels, les Canteroni, si souvent entourés par les coulées de pierres brûlantes. Mais déjà en ces régions, à la végétation clairsemée et rabougrie, domaine rarement disputé par l'homme à la nature brutale, s'annonce l'aridité et la sauvagerie du cône supérieur. Une route audacieuse conduit pourtant, en serpentant sur les roches et les cendres, jusqu'à l'observatoire et l'auberge, puis gagne le pied occidental du cône supérieur d'où s'élance un funiculaire.

Mais si ces grands traits de la forme et de l'aspect du volcan restent à peu près fixes, combien les éruptions modifient le paysage des régions supérieures et même aux époques de grande effervescence, celui du massif tout entier!

Lors des plus grands calmes, quelques jets de vapeurs à peine fusent des parois internes de la chaudière supérieure, réunis au-dessus de la montagne en une légère écharpe, que le vent ploye dans l'une ou l'autre direction, (généralement vers le N E. et le S O.); la végétation gagne alors du terrain et l'herbe et les arbres peuvent même envahir le sommet et le cratère du volcan, comme avant l'éruption de 1631. Mais ces époques sont rares et, sauf cette dernière, de courte durée. Vite la lave apparaît dans la cheminée volcanique, bâtit des cônes internes, ou se projette au dehors en gerbes de pierres incandescentes. Des fentes se forment dans les flancs du cône supérieur, la lave, rouge la nuit, couleur de miel pendant le jour, dégorge des ouvertures et descend en longs serpents de feu, selon l'inclinaison des pentes, s'accumulant en collines sur les petites terrasses, plongeant en cascades dans les parties plus abruptes, gagnant parfois les cultures, puis les cités, la mer même.

D'autres fois ce sont des mugissements qui sortent du cratère, des secousses qui font trembler la montagne, puis des explosions grandioses; colonnes gigantesques de vapeurs et de cendres, sillonnées d'éclairs et parfois diversement colorées, qui s'élancent du cratère jusqu'à plusieurs kilomètres de hauteur où elles s'étalent largement, rappelant, comme Pline l'a si bien fait remarquer, la forme des *pins*, qui poussent dans les plaines voisines; bouffées intermittentes aux formes en *choux fleurs*, fouillées et arrondies; colonnes composées de pierres

fondues, dont la chute forme des draperies de feu, couvrant le sommet du cône supérieur d'une collerette frangée. Ou encore, après la tombée des cendres et des ponces, c'est l'enfouissement du mont sous un manteau uniforme, rougeâtre parfois, généralement gris et donnant au paysage un aspect neigeux; puis les coulées de sables qui se détachent des parties supérieures, et les torrents de boue, quand l'eau se mèle aux produits meubles, venant former les riches terres de base. Le « vieux grondeur, » la terreur de Naples, en devient aussi la richesse et la gloire.

L'éruption de 1906 comptera dans l'histoire du Vésuve. Elle fut importante, non seulement par les désastres produits, mais encore par le volume des matériaux rejetés, par le nombre des phénomènes qui l'ont accompagnée et surtout par la quantité et la précision des études qui en ont été faites. Des dizaines de relations, des centaines peut-être ont été publiées et chaque jour encore en paraissent de nouvelles. La plupart s'attachent à telle ou telle particularité, mais quelques-unes embrassent l'ensemble des phénomènes dans une large conception, ainsi celles de Mercalli, Sabatini et surtout A. Lacroix.

Lorsque débuta l'éruption d'avril 1906, le cône suprême atteignait 1 303 mètres de hauteur et le cratère terminal avait une largeur moyenne de 3 à 400 mètres. Un petit cône qui s'était formé en avril 1905, surmontant un chaos de lave, le remplissait et dépassait de quel ques mètres le bord de la cuve extérieure. Il projetait des blocs incandescents et de légères fumées, selon le mode ***strombolien.*** Au flanc NO. du grand cône supérieur, vers 1 150 mètres d'altitude, deux fissures formées à peu près en même temps que le petit cône laissaient couler simultanément la lave, jusqu'à l'Atrio d'une part, jusqu'à la station inférieure du funiculaire de l'autre. Depuis près d'un an, cette activité relativement tranquille se maintenait.

Le 2 et le 3 avril 1906, l'activité augmente au cratère. Le 4, dans la matinée, des mouvements du sol se font sentir jusqu'à la base du cône supérieur; puis, pendant que les bouches de 1905 ralentissent leur action, une fissure se forme à 1 200 mètres de hauteur au versant SE. du cône et une petite coulée s'échappe qui cessera de couler le soir. En même temps, le cratère change son mode d'explosion : aux éruptions stromboliennes succèdent des manifestations ***volcaniennes;*** des projections de cendres, de lapilli et de vapeurs compactes rem-

placent peu à peu les jets de blocs incandescents et un énorme *pin* où brillent les éclairs, s'élance obliquement du cratère, pour se rabattre ensuite sur les flancs sud-occidentaux du massif. Ces brusques projections démolissent le petit cône interne et commencent l'attaque du grand cratère.

Pendant le cours de la journée du 5, la bouche de 1905 s'arrête complètement de couler et les projections cratériques s'apaisent un peu. Une fissure nouvelle se forme au-dessous de celle de la veille, vers 800 mètres et la coulée qui s'en échappe descend jusqu'à près de trois kilomètres au sud, avec une vitesse de 100 mètres à l'heure. Le 6, vers 8 heures du matin, une autre fissure, plus importante que les précédentes, celle de Cognoli, s'ouvre du même côté, vers 675 mètres, donnant une lave fluide, scoriacée et chargée de vapeurs, qui se précipite également dans la direction du sud et parcourt 3 800 mètres en trente heures. Durant l'émission de cette masse de pierre en fusion, le cratère, reprenant quelque vigueur, lança vers le NO. des jets de lapilli et de cendres [BASSANI et GALDIERI].

Le 7, les éruptions stromboliennes reprennent au cratère et, dans la soirée, une colonne de feu de 2 000 mètres de hauteur surmonte le volcan [MERCALLI]. Puis, vers 11 heures, après une pause de quelques minutes, les manifestations deviennent brusquement gigantesques ! Un flot considérable de lave dégorge des bouches de Cognoli, de celle formée le 5, d'une nouvelle un peu au NE. de celles de Cognoli, et probablement d'une autre encore au flanc NNE. du cône [JOHNSTON-LAVIS]. Le cratère rentre en activité avec plus de violence qu'auparavant. Les explosions passent progressivement du mode strombolien au mode volcanien, les projections étant de moins en moins incandescentes, puis s'assombrissant complètement. Un énorme *pin*, dans lequel les éclairs forment un véritable treillis, s'élance ainsi vers le ciel, tandis que des jets considérables de gros lapilli, mélangés de quelques blocs, giclent vers le NE. Des détonations formidables se font entendre et des secousses de tremblement de terre sont ressenties dans toutes les communes vésuviennes. Entre Portici et Villa Equense, le rivage se soulève de 30 à 40 centimètres.

Ce paroxysme, durant lequel toutes les forces éruptives concoururent, dura quelques heures. Puis la phase décroissante commença. Les jets de lapilli cessèrent complètement. Les laves s'épanchèrent vers le sud (excepté la traînée du NNE. et celle qui déboucha au NE.

de Cognoli, dont les directions furent celles des pentes) en une coulée de 3 à 400 mètres de largeur, subdivisée vers le milieu de son cours en plusieurs bras, plus loin réunis, ravagèrent Boscotrecase et s'arrêtèrent le lendemain vers 4 heures du soir, après un parcours de plus de 5 kilomètres, à quelques mètres du cimetière de Torre Anunziata. Dans la nuit du 10 au 11, une bouche de Cognoli versa encore un peu de lave, vite refroidie. Les projections volcaniennes, si continues d'abord qu'elles s'emboîtaient et formaient une haute colonne rigide, dont les matériaux retombant enveloppèrent pendant plusieurs jours la montagne de ténèbres, devinrent de plus en plus intermittentes, montant par intervalles et plus ou moins lentement, en globes majestueux, jusqu'à plus de 6000 mètres d'altitude; elles ne s'arrêtèrent qu'en été.

Le 13 avril, la côte, soulevée un moment, avait repris sa position normale.

Lorsque l'on put escalader la montagne, quelque temps après l'éruption, on constata des changements considérables dans les dimensions du cratère. La chaudière, complètement vidée, avait 650 mètres de diamètre moyen. Ses parois abruptes plongeaient jusqu'à près de 300 mètres de profondeur. Le plus haut point du bord cratérique ne s'élevait plus qu'à 1 232 mètres. Les explosions paroxysmales avaient donc évidé et abaissé considérablement la coupe. Quelques fumerolles montant du fond qui persistent jusqu'à aujourd'hui, 18 mois après l'éruption, sont les restes insignifiants de l'intense activité précédente.

La vapeur d'eau n'aurait pas été très abondante dans cette éruption. D'après M. Prinz les énormes *pins* qui surmontaient le volcan, auraient même été exclusivement composés de cendres sèches. A. Brun croit pouvoir assurer, d'après des expériences faites sur place et en laboratoire, que les réactions volcaniques se passaient comme si ce milieu était quasi anhydre. L'eau sous sa forme gazeuse fut toutefois plus abondante que les autres gaz : hydrogène, acide carbonique, etc. Aucun cas d'asphyxie ne fut signalé et c'est à peine si quelques jours après l'éruption on sentait encore l'anhydride sulfureux dans le voisinage du cratère. Pendant le paroxysme pourtant, des bouffées méphitiques passèrent sur l'observatoire.

Le volume de lave émis par cette éruption atteignit 5 700 000 mètres cubes, soit une surface de 2 kilomètres carrés sur 3 mètres d'épais-

seur. Ces laves furent surtout scoriacées et très fusibles. Elles sont sorties des flancs du cône supérieure et à des altitudes de moins en moins élevées. Pour Lorenzo, les fissures qui les ont laissé passer correspondent à celles du versant NO., avec lesquelles elles appartiennent à une même gigantesque fracture du cône. En plus des phénomènes communs qui accompagnent généralement les coulées volcaniques, c'est la première fois qu'on a signalé la galène dans les produits de sublimation, et le chloromanganokalite (chlorure de manganèse avec un peu de soude). Comme tous les produits vomis par le Vesuvio, les laves de cette éruption sont des leucotéphrites, à pâte noire, à gros cristaux de leucite et d'augite, contenant environ 47.50 p. c. de silice et une quantité de potasse considérable, pouvant aller jusqu'à 7.20 p. c.

Les projections stromboliennes ont donné des roches de composition semblable qui se sont répandues sous des formes diverses; bombes, lapilli incandescents, autour de la grande bouche terminale.

Les projections meubles ont consisté en blocs, scories, lapilli et cendres, de nature et de provenance diverses; leur volume aurait atteint, d'après Sabatini, 211 millions de mètres cubes.

Les lapilli, qui lors du paroxysme giclèrent vers le NE., formèrent de ce côté du volcan, entre S. Anastasia et Terzigno, une couche de 75 centimètres de plus grande épaisseur, vers sa partie centrale. Ce fut la chute et l'accumulation de ces produits sur le toit des édifices d'Ottajano et San Giuseppe qui provoqua les plus grands désastres. Plus de 200 personnes périrent sous l'effondrement de toitures. Ces matériaux, constitués par des scories noires ou rougeâtres, des cristaux d'augite, des lamelles de biotite, de la leucite, du plagioclase, de l'olivine et des fragments anguleux de roches plus denses (laves anciennes et roches métamorphiques) retombaient froides. Ils résultent, sans nul doute, du démantèlement de la grande chaudière volcanique et des parties basses de la cheminée. En général, ils sont moins alumineux, moins riches en alcali, plus magnésiens et plus calciques que la lave émise en même temps.

Les autres matériaux meubles se répartirent surtout selon leur grosseur et leur poids. Les blocs les plus volumineux, arrachés aux parois de la chaudière, atteignaient jusqu'à plusieurs mètres de diamètre; ils retombaient dans le voisinage immédiat du cratère. Les scories et les lapilli (mis à part ceux du N.-E.), gros en moyenne

comme la noisette, s'abattirent sur les hautes pentes, à peine au delà de la base du cône supérieur. Les cendres et les poussières impalpables, formées d'augites, de leucites, d'agrégats cristallins mal définis de feldspath, de biotite, de magnétite, etc., se répandirent sur toute la Campanie et les vents les portèrent jusqu'en Turquie et en Espagne.

La couche de produits gagna plus de 10 mètres d'épaisseur dans la partie supérieure de la montagne; cette épaisseur diminuait à mesure qu'on s'approchait de la périphérie du mont, et dans la plaine elle n'était plus que de quelques centimètres.

Le vent, qui se jouait dans ces débris meubles, y accumulait des dunes ou y creusait des sillons aux directions ondoyantes, mais ce fut le poids même des matériaux et le mélange de ces matériaux avec les eaux de pluie qui occasionnèrent les plus curieux phénomènes de dynamique externe. Les premiers jours après l'éruption des masses de produits se décolèrent des parties hautes du volcan, coulèrent sur les pentes avec une rapidité extrême, due en grande partie à leur haute température, pour aller s'étaler largement dans les plaines de base et former des couches de brèches. En peu de temps, ces torrents de sables et de blocs, véritables *avalanches sèches*, eurent creusé sur le pourtour du cône supérieur et au versant nord-oriental de la Somma de véritables barranques, profondes de dix mètres en moyenne.

La condensation des vapeurs d'eau répandues dans les hautes couches de l'atmosphère et mêlées aux fines poussières, produisit quelques pluies de boue; entre autres celles qui s'abattirent sur Torre del Greco entre le 8 et le 10 avril. L'eau tombée sur le sol et humée par les matériaux qu'elle cimenta, occasionna d'autre part des *torrents boueux* extrêmement dévastateurs. Ces coulées de boue, qui commencèrent à se produire le 21, se précipitaient dans les chemins déjà tracés par les avalanches sèches et allaient former à la base de véritables conglomérats ; l'une d'elles faillit détruire Resina.

En résumé, cette éruption n'a présenté aucun phénomène nouveau bien important, mais la plupart de ceux connus y ont été observés, et tous ont été méticuleusement notés. Dans les grands traits, il y eut pendant la courte période d'une dizaine de jours, montée violente de gaz et de pierres fondues, explosions et effusions brutales au cratère et aux flancs du cône supérieur, formation d'une caldeira au sommet abaissé et évidé, puis arrêt brusque et presque complet de l'activité.

Extrait des Statuts

de la Sociéte d'Astronomie belge

ARTICLE 1er. — La Société a pour but la vulgarisation et l'enseignement mutuel de l'Astronomie et des sciences qui s'y rattachent (Météorologie, Physique du Globe, Géodésie). Ses efforts tendent non seulement à développer ces sciences, mais encore à provoquer et à faciliter les recherches de tous ceux qui désirent entreprendre des études dans cet ordre d'idées.

Pour sa formation et son extension, on fait appel à tous, au nom de la Science et du Progrès.

ART. 22. — Pour devenir membre Titulaire et recevoir toutes les publications de la Société, il faut adresser une demande écrite au Président (1), être présenté par deux Membres et être admis par le Bureau. La cotisation est de 10 francs par an.

ART. 6. — Le titre de Membre Protecteur sera conféré aux personnes désireuses de créer des ressources à la Société pour lui permettre d'étendre et de multiplier ses travaux scientifiques. Leur cotisation annuelle sera d'au moins 25 francs.

ART. 7. — Le titre de Membre Fondateur sera conféré aux personnes qui auront contribué à la prospérité de la Société par un versement de 500 francs au moins, effectué en une ou plusieurs annuités, ou par le don de livres ou instruments utiles à la Société.

Tous les membres jouissent des mêmes droits; toutefois les Membres Fondateurs figurent perpétuellement en tête des listes alphabétiques, et reçoivent gratuitement, pendant leur vie, toutes les publications de la Société.

21, rue des Chevaliers, Bruxelles.

BRUXELLES, IMP. VVE FERD. LARCIER, 26-28, RUE DES MINIMES.

Société belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe

---

LES Volcans de la Terre

PAR

ÉLISÉE RECLUS



TROISIÈME FASCICULE

Société Belge d'Astronomie

1910

Bruxelles

L'éruption de 1906 renouvelle un mode éruptif particulier, un type d'explosion du Vésuve, celui dont le paroxysme de 1872 fut jusqu'à présent choisi comme exemple par les géologues.

Les éruptions connues du Vésuve ont été ramenées à un certain nombre de types. Il n'y a certes pas deux éruptions dont la description puisse coïncider exactement, mais toutes ont certains traits généraux qui permettent de les classer en divers modes éruptifs aidant à débrouiller l'histoire de l'activité vésuvienne depuis environ 300 années.

On distingue généralement trois modes principaux et quelques-uns secondaires; on les caractérise par des éruptions bien connues. 1872 nous donne un exemple de type d'une violence particulière; on y rattache un mode un peu différent et assez rare, celui que montra le Vésuve en 1760 : c'est le type I. L'activité des années 1895-1899 est un modèle du type II. Enfin l'éruption de 1900 fournit un bon exemple du type III.

Type I, 1872. — L'éruption de cette année ne dura que quelques jours, du 23 au 30 avril. Depuis l'année précédente l'activité du volcan était assez peu accentuée. Un petit cône interne avait peu à peu comblé le cratère par projection strombolienne; d'autres cônes s'étaient formés au flanc N.; quelques coulées avaient de loin en loin fusé par des fentes radiales. Le 23, les secousses, les bruits et les projections s'accentuent. Le 24, la lave s'échappe à plusieurs reprises d'une fissure du SO., vite refroidie; la journée du 25 est plus calme. Mais le 26 vers 3 h. 1/2 du matin, une explosion violente éclate. Pendant que des projections brutales nettoient la grande cuve supérieure et qu'un pin gigantesque de fumée cendreuse, accompagné d'éclairs, s'élève à 4 ou 5 fois la hauteur du volcan, entraînant des masses incandescentes jusqu'à plus d'un kilomètre au dessus des orifices, le cône supérieur se disloque sur plusieurs points, se fend même de part en part, du NO, où la fissure, large, profonde, semblable à une faille décrochée, s'étend depuis le bord du cratère jusque dans l'Atrio, au S, où l'ouverture est moins importante. La lave apparaît et descend en coulées plus ou moins importantes des échancrures. Au NO, toutefois quelques cônes s'édifient et la masse de pierre brûlante, qui dégorge de la partie inférieure de la fente, soulevant les matériaux

plus anciens, forme dans l'Atrio une colline bosselée, allongée de l'E. à l'O, sur une centaine de mètres, de dessous laquelle elle fuse, sans bruit et sans secousse, pour aller entourer les Canteroni, puis descendre en deux torrents ignés vers S. Sebastiano et Resina.

Dans l'épaisse obscurité causée par la chute des cendres, toute la cime paraît embrasée et Palmieri put dire que ce jour là le Vesuvio « sudava fuoco ». Plus de 20000000 de mètres cubes de pierre fondue furent rejetés en 30 heures, et 2 ou 3 jours après sa sortie du sol, la roche était déja refroidie. Les jours suivants, les projections devinrent de plus en plus intermittentes : le 1er mai il n'y avait plus que quelques fumées dans le cratère abaissé ; au fond, deux bouches remplaçaient l'ancien cône. Un repos de deux ans fit suite à ce paroxysme.

En somme, ce sont à peu près les mêmes manifestations qu'en 1906 : secousses, fracas ; explosions vulcaniennes au cratère ; grand afflux de lave vite refroidie aux fissures du cône ; violence et courte durée du phénomène ; formation d'une caldeira au sommet ; puis repos presque complet.

Dans la suite des éruptions vésuviennes, ce type fut assez souvent reproduit, sinon dans les détails, du moins dans l'allure générale. Citons 512 (?), 1631, 1698 (?), 1701 (?), 1707 (?), 1737, 1767, 1779, 1822, 1839, 1850, 1868.

L'éruption de 1631 fut une des plus meurtrières que l'on connaisse au Vésuve ; 3 ou 4000 personnes périrent sous les déjections. Les flots de lave subdivisés en torrents nombreux couvrirent tout le flanc occidental de la montagne et quelques-uns gagnèrent la mer en moins d'une heure, après un parcours de 8 kilomètres. Celle de 1779 fut caractérisée, nous dit Hamilton par une « colonne de pierres incandescentes », haute de 3000 mètres, se maintenant au dessus du cratère pendant trois quarts d'heure.

En 1822, le paroxysme se renouvela par trois fois et montra un pin splendide ; une caldeira de plus d'un kilomètre de diamètre et de 216 mètres de profondeur fut formée. 1868 est curieux par la variété d'aspect que prit le petit cône interne, pourvu de fissures et de cônes secondaires.

Type I modifié. Les trois éruptions de 1760, 1794 et 1861 sont classées par certains géologues comme un type à part, bien que

ce mode garde dans ses grandes lignes les phases du type précédent : activité très grande et de courte durée, explosions cratériques et effusions latérales, enfin un repos ultérieur presque complet. Ce qui les caractérise, c'est la formation de crevasses aux flancs inférieurs du massif volcanique, par lesquelles sourd la lave, puis d'assez violents mouvements d'oscillation du sol, tandis que le dynamisme est moins important au cratère.

Ce mode d'activité avec éruptions excentriques est de règle à l'Etna, alors qu'il est très exceptionnel au Vésuve.

L'éruption de 1760 débute le 23 décembre par une recrudescence d'activité au petit cône interne; les projections stromboliennes n'atteignent toutefois pas assez de violence pour passer au mode volcanien. Presque tout l'effort du volcan se porte aux bas flancs sud-occidentaux du massif. Une large fissure radiale s'ouvre vers 300 mètres d'altitude, à 2 kilomètres au NNE. de Bosco Trecase ; une douzaine de bouches cratériques se forment successivement et édifient des cônes dont un atteint 35 mètres de haut. Des cendres, des lapilli, des laves sortent pendant cinq jours ; la lave s'étale en nappe vers l'ouest de Torre Annunziata, détruisant maisons et jardins, et gagne la mer une quinzaine de jours plus tard. Le 5 janvier 1761, le volcan était retombé dans le calme.

En 1794, le 15 juin, la fissure excentrique se produisit à l'ouest, au milieu des laves anciennes de la Pendamentina, sur une longueur de 770 mètres et une largeur de 80. Quatre petits cratères se forment sur les lèvres; la lave coule vers Portici et Resina, puis se dirige vers le sud, ravageant en partie Torre del Greco et pénètrant en mer, 6 heures après sa sortie des flancs de la montagne.

L'éruption de cette année a ceci de particulier que cette effusion de lave excentrique fut suivie par un paroxysme du cratère supérieur, dans lequel la cime perdit 121 mètres de hauteur.

En 1861, la lave coula le 8 décembre par trois orifices situés à quelques centaines de mètres au sud de la fissure de 1794 ; la côte se souleva en face de Torre del Greco; la crevasse volcanique s'allongea le 9 à travers la ville et atteignit même la mer.

Le type II est de beaucoup le plus fréquent au Vésuve; par comparaison avec le type de 1872, il montre une activité moins violente ou rarement aussi violente; une plus longue durée du

phénomène; des épanchements plus souvent renouvelés, continus même, de lave plus pâteuse; un dynamisme cratérique très variable, pouvant être presque nul et présentant souvent des ressauts; enfin une diminution d'intensité beaucoup moins accentuée après le paroxysme.

1895. Le 3 juillet, alors que le cône interne dépasse de 50 mètres le bord de la grande cuve et donne de la lave par son flanc oriental, le grand cône se fend à l'ONO. et quatre orifices se forment successivement de haut en bas en 48 heures; la lave s'épand surtout de la partie basse de la fente et descend en deux coulées dont l'une s'arrête et s'amoncelle, formant ainsi une véritable colline. A partir du 7, les projections diminuent au cratère, mais la lave continue de couler des bouches adventives. D'autres orifices secondaires apparaissent même à la base de la Crocella et des Canteroni et dans le Piano delle Ginestre. La roche fondue suinte encore pendant de longues semaines gagnant les châtaigneraies et même les vignobles de base. En septembre une reprise assez violente d'activité ramène les effusions aux bouches adventives et les explosions au cratère, achevant la destruction du petit cône interne. L'activité se prolonge ainsi, avec une petite explosion de loin en loin, jusqu'en 1899; la colline de lave qui s'était formée au versant occidental, et qu'on appela Colle Umberto, atteignit une hauteur de 160 mètres et un volume de 50 000 000 de mètres cubes; en 1902 on pouvait voir encore la lave incandescente à travers les fissures de sa carapace refroidie.

Cette éruption est une des plus longues que l'on puisse citer au Vésuve. Celle de 1885, du même type, est plus courte, de mai à décembre. En même temps qu'a lieu une petite reprise d'activité au cône interne, deux fentes se forment au grand cône du côté de Bosco Trecase; l'une donne une petite coulée, l'autre un flot abondant, subdivisé en deux courants. En juillet et en septembre, quelques petites explosions se produisent au cône interne.

Aucune importante éruption survenue antérieurement à 1694 ne se rattache avec certitude à ce type explosif. A partir de cette date, citons 1697-98, 1701 (?), 1707 (?), 1712-15, 1717, 1718, 1719, 1721, 1724-26, 1730, 1733-34, 1751-52, 1754-55, 1759, 1766, 1770, 1771, 1776, 1785, 1787, 1788, 1790, 1805, 1806, 1809, 1812, 1813, 1817, 1819-21, 1833, 1834, 1855, 1858-60, 1867, 1871, 1885, 1887, 1889, 1890, 1891-94, 1895-99, 1903-04.

L'éruption 1891-1894 présente un premier maximum en juin 1891,

démolissant une grande partie du cône interne par ses explosions successives et versant des laves vers l'Atrio, puis un autre en août 1893 qui vit l'affaissement complet du cône interne. Août 1903 et septembre 1904 furent les deux moments de plus grande activité de la dernière éruption du type II.

1855 pourrait presque être considéré comme un type à part, car ce fut la seule éruption bien connue où une effusion considérable de lave des flancs du grand cône ne fut pas accompagnée de dynamisme cratérique d'importance notable. Près de 20 000 000 mètres cubes de lave sortirent de plusieurs orifices situés au flanc NO du cône, et d'une petite bouche circulaire apparue par effondrement sur le bord de la grande chaudière, sans que le cratère terminal s'agitât lui-même de quelque manière.

Type III, 1900. En avril et surtout en mai, le cratère que des laves avaient peu à peu rempli, fut vidé par des explosions. Plus de 500 000 mètres cubes de gros blocs, dont l'un de 30 tonnes, furent ainsi lancés sur les flancs du Vésuve sans que les flancs du cône s'ouvrissent pour laisser passer la lave.

Les explosions de ce type affectent parfois le mode strombolien, parfois le mode vulcanien, parfois les deux ; elles sont généralement de courte durée et de violence variable, mais toujours localisées au cratère terminal, sans fente latérale apparente et sans effusion de lave par des bouches secondaires. Ce genre d'éruption est d'ailleurs souvent difficile à délimiter, car il est très facile de le confondre avec une simple phase du type précédemment décrit.

De ce genre furent probablement l'éruption de 79 dans laquelle on ne signale pas de laves et la plupart de celles qui suivirent jusqu'au XVIIIe siècle : 203, 243, 305, où les cendres furent portées jusqu'à Constantinople dit-on, 326, 472, 686, 993, 1138, 1139, 1500. Puis toute une série : 1649, 1650, 1652, 1659, séparées de périodes de calme variant entre quelques semaines et quelques mois; ensuite on peut citer 1660, 1682, 1685, 1689, 1694, 1696, 1704, 1705, l'explosion de 1708 qui ne dura qu'un quart d'heure, 1721, 1722, 1723, 1727, 1729, 1730, les explosions multiples de 1752, 1753 et 1754. Par la suite, les éruptions III se confondent beaucoup avec des phases stromboliennes d'éruptions II; pourtant, on en retrouve en 1807, 1808, 1812, 1819, 1834, 1835 de bien caractérisées.

Ainsi donc, c'est par une succession d'explosions, plus ou moins violentes et variées, séparées de calmes plus ou moins longs et complets que l'activité vésuvienne se manifeste pendant l'époque historique.

On n'a pas trouvé dans l'apparition successive des périodes d'activité, une reproduction proportionnelle et périodique des divers modes éruptifs; à diverses reprises, plusieurs éruptions du même genre se sont succédé sans qu'aucune éruption de type différent ne s'intercale entre elles, ou elles ne sont reparues qu'à des intervalles très éloignés, pendant lesquels les autres types s'étaient manifestés plusieurs fois. Toutefois l'étude a révélé certaines régularités d'allure dans l'activité; un développement général de l'activité depuis la reprise de 79 et un rythme particulier dans les derniers siècles.

Pendant les seize premiers siècles, il y eut, autant qu'on peut le savoir, une quinzaine d'éruptions du type 1900 et deux ou trois à peine des types 1872 et 1895, séparées par des temps de calme, généralement très complet et pouvant varier de quelques mois à quelques centaines d'années. Puis avec le XVII[e] siècle des explosions semblables se produisent encore, dans les mêmes proportions, mais plus nombreuses et plus chargées de laves, annonçant la multiplicité et la diversité des éruptions postérieures, surtout laviques. Par la suite, tous les types se mêlent, en effet, séparés de repos inférieurs à 7 ans; c'est surtout le mode 1895 qui domine avec de loin en loin une explosion 1900, 1872 ou 1760.

En somme, augmentation plus ou moins régulière d'activité, à la fois par le nombre plus grand des explosions et par leur variété et complexité.

Mais la véritable caractéristique de l'activité vésuvienne, celle qui en fait un mode actif d'importance générale, comparable au mode havaïen, strombolien ou vulcanien, c'est le rythme surpris dans les éruptions des trois derniers siècles, rythme nettement établi, embrassant entre deux temps de calme presque complet. un groupe d'éruptions diverses terminé toujours par une explosion de type 1872 ou 1760.

L'éruption de 1906 termine une de ces périodes vésuviennes, la dernière, la plus longue, la plus variée, une des mieux connues.

En effet, dans l'énorme chaudière laissée par l'explosion de 1872 quelques fumerolles montent à peine, pendant les années qui suivent,

les bords s'écroulent peu à peu, bouchant les orifices. Au début de 1875, le débit des fumerolles augmente et le 18 décembre, un petit effondrement s'étant produit au cratère, une bouche se forme qui lance d'abord fumée copieuse, puis pierres et blocs incandescents. Un petit cône s'édifie ainsi, qui, par sa base, laisse bientôt fuser la lave en telle quantité qu'il en est vite submergé. Mais sur le magma montant une nouvelle ouverture se forme, un autre cône reparaît, submergé à son tour quelques temps après, et le phénomène se reproduit ainsi plusieurs fois, de sorte qu'en 1880 le cratère est comblé et la lave s'épanche en coulée sur les flancs extérieurs du sud.

D'autres débordements se produisent encore en 1882, 1883 et 1884, tandis que le petit cône interne, variant ses manifestations, s'effondre, se reforme, se dédouble, explose et se déplace sans cesse sur le chaos de lave. Puis survient l'éruption de 1885 (type 1895), après laquelle l'activité est assez monotone; le cône interne crache à peine; des fumerolles fusent aux fissures; deux petites coulées, toutefois, s'épanchent lentement de la grande cuve comblée et, en hiver 1886, passent à travers la neige qui, chose exceptionnelle, couvre le sommet du volcan. En 1887, reprise plus violente de l'activité et une petite éruption du type II éclate. Un peu de calme revient et, en mai 1889, le cône interne, qui avait 150 mètres, croule partiellement, remplacé par un large orifice, tandis que la lave dégorge des flancs orientaux du grand cône.

Le calme revient, ponctué de loin en loin par de petites projections qui rebâtissent le cône interne et, en août 1890, après quelques hoquets précurseurs, une nouvelle éruption (type 1895) survient, suivie à son tour d'un peu de repos auquel succède la magnifique éruption 1891-1894, avec ses constantes effusions de lave et ses diverses explosions cratériques. Le cône interne détruit par cette violente détente des forces profondes, se reconstruit à nouveau, et dépasse de 40 mètres le bord du cratère de 1872, quand en 1895 éclate l'éruption typique qui se prolonge jusqu'en 1899. Puis le volcan se calme pour reprendre, avec l'explosion de 1900, une vigueur nouvelle. Pendant les deux années suivantes, c'est la phase strombolienne atténuée qui domine au cratère, puis vient l'activité de 1903-1904 avec ses deux maxima. Après un repos presque complet, le cône interne se reforme en avril 1905, des fissures laissent écouler la lave aux flancs NNO. du grand cône pendant près d'une année, et la longue période,

commencée en 1875, se termine magistralement par le cataclysme de 1906.

On ne retrouve aucun indice de pareille période d'activité dans les quinze premiers siècles qui suivirent l'explosion de 79. L'éruption de 1631, du type I, ne termine pas une succession de phénomènes volcaniques, car le Vésuve était muet et tranquille depuis cent trente ans. De 1631 à 1716, les éruptions longues ou brèves, quoique déjà beaucoup plus rapprochées les unes des autres que celles des époques antérieures, sont encore trop détachées, et d'ailleurs, séparées de temps de repos trop peu connus, pour qu'on puisse les grouper en une même période. Mais le rythme prochain s'annonce par la succession presque continue des explosions entre 1649 et 1660.

1716-1737 est la première période connue avec certitude, comprenant 8 éruptions du type II et à peu près autant du type III, alternant avec de petites accalmies.

1744-1760 est la seconde période très nettement marquée, avec trois éruptions du type II et quatre éruptions du type III précédant l'épanchement excentrique de 1760.

1764-1767 est aussi bien marqué par les temps de repos et la violence de l'éruption finale.

1770-1779, puis 1783-1785, et 1787-1794 sont encore des manifestations du rythme indiqué.

1795-1822 est la période suivante, bien remplie par des éruptions de toutes sortes. L'activité est faible jusqu'en 1804, puis augmente, les années 1805 et 1806 sont occupées par des éruptions du type II que sépare une petite accalmie. Puis viennent des explosions du type III ensuite des explosions du type II (1809, puis 1811 et 1812). Et la série continue jusqu'en 1822.

1825-1839, puis 1841-1850, ensuite 1854-1861 précèdent les deux dernières, celle de 1870-1872, la plus courte connue, de 18 mois seulement et celle de 1875-1906.

En plus de ce rythme, une autre caractéristique de l'activité vésuvienne, et peut-être la plus importante, c'est la localisation des phénomènes au cône terminal et central du massif. Hormis les exceptions indiquées (1760, 1794 et 1861) toutes les éruptions connues eurent lieu dans cette partie du volcan, soit au cratère, soit aux fentes radiales qui ne dépassent jamais de beaucoup la base du cône

supérieur; la Somma, durant ce temps, n'est qu'un massif rigide.

D'éruption en éruption, le volume du cône terminal s'accroît peu à peu. Dans les périodes d'activité strombolienne, les projections qui retombent sur les bord de la grande coupe en élèvent graduellement l'altitude en même temps que l'équilibre des matériaux devient instable sur les pentes. Aussi les grandes explosions ont-elles un double effet, leur œuvre paraît plutôt destructive parce que la montagne sort généralement abaissée et évidée de ces épreuves, mais pourtant ce sont elles qui accroissent le plus sûrement le volume du volcan; elles élargissent sa base en augmentant l'épaisseur des parois qui peuvent dès lors se rehausser sous l'action des explosions moins violentes. Période après période, c'est par milliers et par millions de mètres cubes que les matériaux, cendres, pierres et laves s'accumulent sur les pentes extérieures. En même temps, l'édifice se consolide: le manteau de produits meubles se revêt de laves compactes et dans les fractures radiales qui disloquent le cône, la pierre fondue s'injecte, formant d'épais filons verticaux et rayonnants, pareils à des murailles.

La structure même du cône atteste ce mode opératoire autant qu'on a pu le voir en période de calme, alors que les vapeurs émises ne sont pas trop abondantes La chaudière compte généralement une centaine de mètres de hauteur, soit environ la sixième partie du cône. La paroi présente une superposition assez régulière de couches horizontales, mais discontinues, de sables, de scories et de conglomérats de grosseur et de couleur variées, coupés par des dykes de lave le plus souvent verticaux et larges de 10 mètres en moyenne. Lorsqu'un angle saillant interrompt l'uniformité de la paroi on voit ces matériaux plonger vers l'extérieur sous un angle variable, 25 à 40 degrés. Une crevasse profonde de 19 mètres qui en 1776 se forma au flanc NO. du cône supérieur mit également à jour les couches inclinées de lave [BREISBLACK].

Une question très discutée dans l'étude du Vésuve est de savoir quelle portion du volume total du volcan est représentée par les matériaux rejetés durant la période historique. Pour trancher le débat, il faudrait avoir la connaissance de la forme du Vésuve antérieurement à 79. Or, les documents que l'on possède à cet égard sont loin d'être concluants.

Pour quelques géologues, le volcan avait en 79 à peu près la même

forme que de nos jours, sauf évidemment que le volume du cône terminal était moindre. Pour d'autres, plus nombreux, le volcan s'élevait en un cône unique jusqu'à 1 100 ou 1 200 mètres d'altitude et se terminait par un profond cratère. L'éruption de 79 aurait fait crouler, soit par explosion, soit par effondrement, la partie méridionale et occidentale de la cuve, de façon à faire table rase de toute la paroi tournée du côté de la mer. Par la suite se serait élevé le Vesuvio proprement dit dans cette partie centrale bouleversée.

Pour la plupart des savants modernes les plus autorisés, seule la vieille Somma existait en 79 et une plaine s'étendait entre l'Atrio del Cavallo actuel et la pente qui domine Torre del greco. L'éruption de 79 indique d'après eux, en même temps qu'une reprise d'activité, le début de l'édification du Vesuvio. La principale autorité pour ce point de vue est celle de Strabon (1) : au début de l'ère vulgaire il dit : « Quant au sommet, qui offre en général une surface plane et unie, il est partout également stérile », ce qui ne peut être que la large terrasse de la Somma, sur laquelle s'élève le cône terminal, ou bien celle qu'aurait formée, à une plus haute altitude, la tronquature du cône de base prolongé. Strabon n'eut certes pas manqué de signaler la difformité apportée par un cône secondaire, même éteint, ou une cuve terminale. Si la terrasse signalée par le géographe grec était à une altitude supérieure à celle qu'occupe de nos jours l'Atrio del Cavallo, la différence de niveau ne pouvait pas être grande. Les produits de l'éruption de 79 rejetés sur Pompeï contiennent en effet trop peu de matériaux anciens pour qu'on puisse attribuer au cataclysme de cette année l'écroulement d'une masse bien considérable de l'ancienne Somma. De plus Xifilino dit que « l'ancien mont resta intact » après l'éruption et comme il est probable qu'il n'a pas non plus grandement changé depuis, « l'ancien mont » de cette époque serait le même que celui de nos jours, c'est-à-dire la vieille Somma. Enfin, les fresques trouvées à Pompeï par Franco, vers la fin du siècle dernier, représentent la montagne de ces temps de la puissance romaine, très semblable à la partie ancienne du massif que nous voyons encore aujourd'hui.

D'après les deux lettres de Pline le Jeune à Tacite, et les coupes

(1) *Géographie*, trad. Tardieu, livre V, ch. IV-8.

fournies par les fouilles de Pompeï, A. Lacroix a pu retracer de façon remarquable la plupart des phénomènes de 79 (1).

En 63, un grand tremblement de terre fait crouler beaucoup d'édifices de la région campanienne. C'est le prélude de la grande éruption. La réparation des dégâts était presque terminée, lorsque 14 ans plus tard les secousses du sol se font de nouveau sentir et l'éruption éclate le 24 août, vers 1 heure 15 de l'après-midi. De violentes projections vulcaniennes forment dans le ciel clair une magnifique colonne de vapeurs et de cendres, le pin fameux, dont la partie supérieure s'étale en couronne. Des jets formidables de ponces blanches, grosses en moyenne comme des noisettes, parfois comme le poing, et des lapilli chauds furent lancés et retombèrent vers le sud, couvant tout le flanc du volcan et les plaines de base jusqu'aux monts de Sorrente; la couche de produits atteignit à Pompeï 2 ou 3 mètres d'épaisseur

Il est probable que la côte oscilla quelque peu, que des torrents de boue se précipitèrent du sommet, empêchant l'accès de la côte et couvrant Herculanum d'un manteau visqueux. Les feux et les flammes, signalés « en divers points » du Vésuve, témoignent soit d'éclairs grandioses, soit de projections stromboliennes, peu probablement de coulées de lave.

Le phénomène dura toute la nuit, qui fut la dernière de Pompeï et d'une partie de Stabia. Le lendemain, la chute des ponces cesse, mais le paroxysme paraît toutefois débuter. Les secousses sont plus violentes encore, et ressenties à Misène où les édifices s'écroulent et où la mer laisse le rivage à sec. Un nuage colossal de cendre fine, sillonné d'éclairs énormes, enveloppe la montagne et répand les ténèbres jusqu'à plus de 30 kilomètres à la ronde. Au-dessus des ponces, à Pompeï, une douzaine de couches de cendres fines et de lapilli compacts, épaisses de 2 à 50 centimètres et bien différenciées, semblent indiquer qu'une succession de petits paroxysmes (lapilli) et de grandes explosions de cendres eut lieu à ce moment. Des globules pisolithiques, contenus dans ces lits de cendre, montrent également que les averses ont été très fréquentes. Les fragments de laves anciennes et de roches métamorphiques ne sont pas très abondants. Le 26 seulement, une clarté blafarde reparaît, puis le soleil. Un

(1) Pompeï, St-Pierre, Ottajano, *Revue scientif.*, 20 oct., 27 oct, 3 nov. 1906.

manteau, pareil à la neige, couvre la montagne et les plaines voisines. Pompeï, Herculanum, une partie de Stabia, probablement d'autres villes encore, sont ensevelies sous le suaire. On ne les retrouvera que dix-sept siècles plus tard. Les secousses, les éruptions s'atténuent peu à peu les jours suivants.

En résumé, nous avons là une explosion analogue à celle de 1900, caractérisée par une extrême violence et un colossal rejet de matériaux.

La structure de l'ancienne Somma, que L. de Buch et ses disciples avait prise comme exemple magnifique de cratère de soulèvement, paraît être très simple. On s'en rend compte par la régularité véritablement étonnante de la forme extérieure de la montagne et la coupe magnifique que présente la falaise interne de la crête supérieure. Une telle allure générale, quasi géométrique, résulte évidemment de la superposition régulière de couches de matériaux, rayonnant autour d'un axe central. Et tel est bien ce qu'indique la falaise. La paroi qui se développe sur une longueur d'environ six kilomètres et sur une hauteur moyenne de 200 mètres (parfois 400), montre parfaitement les sections des coulées de lave alternant avec les strates de scories, de lapilli, de cendres et de blocs divers, agglomérés en tufs et en brèches.

Toutefois, les laves manquent dans la partie basse de la falaise, où ne se trouvent que tufs jaunes et gris, et les Canteroni au niveau de cette partie inférieure, ne sont qu'un paquet du tuf également [BARATTA]. Toutes ces couches, plus ou moins régulières et épaisses, s'inclinent vers l'extérieur, avec 25 à 30 degrés de pendage, ainsi que le révèle le profil des parties en saillie. Une grande quantité de filons, épais de 60 centimètres à $1^{m}20$, généralement verticaux, parfois obliques et se recoupant même l'un l'autre, traversent ces assises dont la section est horizontale. C'est donc là un véritable tableau, indiquant des explosions considérables de matériaux meubles et de laves qui se disposaient par couches successives d'allure conique en même temps que des injections filoniennes traversaient le tout. D'après Johnston-Lavis, il y a dans la superposition des produits de cette falaise, l'enregistrement de plus de quatorze grandes périodes d'éruption, séparées par deux longs intervalles de repos.

Rien ne nous permet de penser que le reste du massif diffère de cette

partie nord-orientale. Les charmantes collines coniques des Camaldoli et des Viuli, situées à la base sud-occidentale du volcan et composées de ponces et de scories, sont probablement des restes de petits appareils secondaires, nivelés par le temps [BREISLACK].

La composition et la structure de la partie inférieure de la montagne sont inconnues. Les pentes s'inclinent d'un côté dans la mer, de l'autre, elles vont se perdre dans la plaine de Labour, sans qu'on puisse apercevoir, sous l'épaisse couche d'humus qui les recouvre, les parties profondes du massif; on peut, toutefois, présumer qu'elles sont constituées de matériaux meubles. En tous cas, les premiers matériaux vésuviens reposent sur les tufs sanidiniques des premières périodes phlégréennes, qui affleurent dans toute la plaine de Labour, et qu'on rencontre partout à environ huit kilomètres de l'axe du Vésuve. Il est donc probable que le niveau de la base du volcan ne diffère guère de celui de la mer. Le sous-sol sédimentaire, crétacé, tertiaire et pléistocène, ne se montre qu'au pied des monts, à l'est de la grande cuvette campanienne. Toutefois au sud, à 10 kilomètres du cratère, quelques buttes insulaires, les Rovegliano, sont formées de calcaires compacts, bitumineux, riches en restes de rudistes, et plongeant en strates parallèles vers le nord-ouest comme les roches du crétacé inférieur qui dominent Castellamare. La source de pétrole signalée par Breislack en 1810, vis-à-vis Pietra Bianco, à 1 900 mètres du rivage, n'était probablement que la suppuration de calcaires semblables à ceux des Rovegliano.

Ainsi donc, le volcan parut assez tard dans le pléistocène, puisque, sur les dépôts de cette époque, les Campi Flegrei avaient déjà étalé quantité de produits. La vaste plaine campanienne formait peut-être encore un golfe marin; il semble plus probable toutefois que le mouvement d'élévation générale qui souleva Ischia de plusieurs centaines de mètres et exonda les produits de la seconde phase flégréenne avait déjà eu lieu, quand les premières éruptions vésuviennes éclatèrent. On n'a trouvé aucun dépôt marin sur les flancs du Vésuve et les blocs sédimentaires, même quaternaires, contenus dans ses produits ont été arrachés au sous-sol par les explosions. La mer, pourtant, s'avança assez loin entre le Vésuve et les montagnes de Castellamare; encore au temps de Pline elle venait presque baigner Pompeï. Les alluvions du Sarnus l'ont peu à peu fait reculer dans ses limites actuelles.

Le plus grand accident de structure de la Somma, et il est colossal, consiste en la tronquature du cône. Il est probable que le cratère d'où sortirent les produits composant l'ancien massif se trouvait plus haut, au moins au niveau de la crête de la Somma (1200 mètres), peut-être même à 2000 ou 3000 mètres. Toute la partie centrale et supérieure témoigne d'un bouleversement considérable : explosion, ou plutôt effondrement, peut-être les deux, comme il dut s'en produire à Santorin, à Roccamonfina et ailleurs. On croit pouvoir dire que ce bouleversement gigantesque est bien antérieur à l'éruption de 79 et date d'une époque dont l'homme a perdu le souvenir. Il détermina certainement la localisation des phénomènes de la seconde phase éruptive qui constituèrent le cône supérieur actuel.

Les produits vésuviens sont ou compacts ou clastiques. Ce sont des laves en coulées ou en filons, des scories, des ponces, des lapilli. des cendres, des blocs divers, parmi lesquels des fragments du sous-sol. Hormi les blocs sédimentaires, qui sont surtout des calcaires plus ou moins métamorphisés, abondants à la Somma, plus rares au Vesuvio, tous ces matériaux ont un air de famille remarquable; tous, en effet, sont très potassiques, renferment de la leucite ou ont une composition virtuelle permettant la production de celle-ci. Ce sont essentiellement des leucotéphrites (forme microlithique, de la combinaison leucite et plagioclase), variant selon l'abondance des phénocristaux et la nature du minéral qui prédomine parmi ceux-ci (leucite, augite, olivine). Mais, alors qu'au cône suprême tous les produits appartiennent à cette famille, dans la Somma on trouve en plus de ces roches qui constituent les filons, les coulées et la plupart des couches meubles, de nombreux types de roches claires dont les blocs et les ponces forment des couches épaisses de tufs et de brèches [LACROIX]. Parmi ces roches se trouvent des leuco-phonolites, essentiellement constituées par un verre ponceux, des trachytes englobant des fragments de calcaires, des phonolites sans leucites, aux beaux cristaux de sanidine; puis, comme types de profondeur de ces roches, des syénites, des microsyénites et des monzonites, roches pauvres en leucites, mais contenant de la biotite, de la hornblende, de la mélanite.

Ce sont ces produits d'importance secondaire qui ont fourni la plus grande variété d'éléments. Déjà au début du XIX[e] siècle, sur les

380 minéraux énumérés par Haüy, près du quart avaient été trouvés au Vésuve.

En résumé, le Vésuve est caractérisé par la grande importance qu'il eut dans l'histoire du volcanisme; sa venue, en pleine période pléistocène, au milieu d'un vaste synclinal, après divers mouvements orogéniques; la rectitude, pendant toute son histoire, de son orifice principal et la disposition radicale symétrique de ses orifices secondaires; le peu de variété de la majeure partie de ses produits; la séparation, par un cataclysme gigantesque et un long repos, de son histoire en deux grandes phases d'activité régulière; enfin le rythme de ses périodes d'activité et de calme pendant les derniers siècles et la variété de ses modes explosifs.

Vulture ou *Volcan de Melfi* est le seul massif ignivome connu aux versants orientaux des Apennins. C'est une grande et fertile saillie dont les dernières explorations ont révélé la structure variée, la composition pétrographique complexe et la position tectonique intéressante.

Les géographes anciens signalent à peine la montagne, mais en revanche les poètes ne se sont point fait faute de la chanter : Horace surtout a décrit en phrases exquises, les bois, les ruisseaux, les nappes lacustres qui l'ornent encore aujourd'hui. Le massif retomba dans l'oubli pendant tout le moyen âge, quoique des centres relativement policés se soient maintenus dans le voisinage et ce ne fut qu'à la fin du XVIIIe siècle que les voyageurs et les savants en reprirent l'exploration et en même temps reconnurent sa véritable nature. Domenico Tata fournit les premières relations scientifiques. Puis vinrent B. Brocchi, Daubeny, le père Tortorella, Abich, L. Pilla; A. Scacchi et L. Palmieri qui, après le tremblement de terre de 1851, en donnèrent une des meilleures descriptions; C. de Stefani, Roth, Ricciardi, W. Deecke; enfin dans les dernières années du siècle passé, G. de Lorenzo, dont le travail magistral et méticuleux constitue l'étude capitale sur le volcan.

Par sa forme et son aspect, le Vulture révèle déjà au voyageur qui parcourt ces contrées encore peu connues et désertes, une nature différente de celle des monts qui l'entourent. Majestueux et solitaire, il s'élance sous forme de cône accidenté au-dessus des petites plaines

d'Atella au sud, de Rionero à l'est, de Rapolla au nord, de la vallée de l'Ofanto à l'ouest et des collines de Monticchio au sud-ouest, qui lui font un socle de 5 à 700 mètres d'altitude. A l'occident s'allongent les grandes chaînes italiennes, aux longues croupes calcaires, pelées et grises, coupées de fractures régulières; à l'orient, par delà les faibles saillies de Ripacandida s'étalent les vastes et tristes plaines de la Pouille, entre Tarente et Foggia.

Le périmètre de base de la montagne, très irrégulier, garde toutefois l'allure générale d'un ovale, allongé du N. au S., avec 14 kilom. de plus grand axe, 11 de plus petit. Mais les produits s'étalèrent bien au delà de cette limite, comme l'attestent les lambeaux de couches qui couronnent certaines protubérances du NE. et de l'E., et l'admirable courbure décrite par l'Atella, tributaire de l'Ofanto, à quelques kilomètres au SO. du massif, qui le sépare du Toppo Pescione (809 m,). D'ailleurs en plusieurs points des montagnes voisines, on a découvert de petits amas de produits vulturiens.

En général, les premiers contreforts sont assez plats, et même, au N. et au SE , ils forment de larges plaines horizontales, qui furent autrefois couvertes par les eaux. Le relief ne prend une réelle vigueur que vers la partie centrale du massif; une puissante arête, franchement dessinée, en constitue la charpente montagneuse. Elle s'incurve en vaste amphithéâtre de 2000 mètres de diamètre, à concavité tournée au couchant; assez brusquement coupée à son extrémité méridionale, elle se prolonge au contraire sur plusieurs km. vers l'ouest, par sa branche septentrionale. La plus haute saillie s'érige vers le milieu de la courbure, à 1330 mètres d'altitude, tandis que la hauteur relative diminue graduellement vers les extrémités.

Au N., à l'E. et au SE., c'est-à-dire du côté convexe de l'arête, les flancs burinés de la montagne s'inclinent très régulièrement vers les plaines et les petites saillies inférieures. Mais au SO. la haute crête descend en parois plus rapides et plus bosselées sur une vaste terrasse ondulée de 900 mètres d'altitude moyenne, déprimée elle-même dans sa partie méridionale en une cavité à peu près circulaire, de 2 km. de diamètre, occupée par les deux cuvettes lacustres de Monticchio. Les deux nappes liquides — ovales réguliers, allongés du SSE. au NNO., dont le plus petit, situé au pied même des escarpements de l'extrémité de la grande crête, a 500 mètres de long sur 300 de large, et le plus grand, à l'ouest, 750 sur 500 à 600 —, séparées à peine

par une mince langue de terre où se dressent quelques arbustes et enveloppées par les talus de la dépression commune, ne sont qu'à 650 mètres au-dessus du niveau de la mer, et la sonde leur donne 30 à 40 mètres d'épaisseur. Le fond de ces cavités, les plus creuses du massif, se trouve donc à peu près au niveau du socle du volcan.

Les eaux qui tombent en averses sur le mont, ruissellent sur les pentes ou s'infiltrent dans les produits meubles, érodent et minent le massif pour aller étaler dans les plaines du pourtour les féconds matériaux arrachés. Sur les flancs du N., de l'E. et du SE., elles se ramassent en ruisseaux et dévalent avec une grande régularité vers la périphérie; plus de trente vallons rayonnants, plus larges, moins profonds qu'à Somma, sillonnent ces versants du massif. Dans l'intérieur de l'arène supérieure, sur la terrasse de Monticchio, aucun cours d'eau n'a pu se creuser une route définitive. Les pluies ont toutefois fourni leur contenu aux cuves de Monticchio. Les quelques rivières qui, plus bas sur le versant, descendent vers l'Ofanto ont, en revanche, fortement affouillé le terrain, et le sous-sol sédimentaire apparaît à moins de 2 500 mètres des cuvettes lacustres.

Les versants inférieurs du mont sont couverts de riches cultures, de vignobles au vin puissant; à mi-côte ce sont les oliviers qui dominent et plus haut les châtaigniers, les chênes, les *faggi*, les *cerri*, les *ilici* et les pâturages. Mais la déforestation a déjà décharné maintes places, notamment au SE. Plusieurs villes, unies par chemin de fer, dont Rionero, Barile, Rapolla, se sont établies au versant oriental du massif au point de sortie de sources pures; Melfi, la plus considérable, couronne comme une citadelle un petit plateau du bord nord-oriental du volcan. D'ailleurs, tout le temps que la montagne garde sa parure de prés et de verdure, les habitants des plaines et des plages orientales, chassés par la chaleur et la sécheresse, remontent vers les hauteurs plus fraîches et plus riches, pour redescendre en automne, alors que l'âpre vent de l'Adriatique précipite sur les cimes les vapeurs montées de la mer [G. DE LORENZO]. Par l'abondance de ses rivières, la pureté de ses sources et la fécondité de ses produits, le Vulture forme une véritable oasis au milieu de la contrée avoisinante, monotone et inculte.

Aucun récit, aucune légende ne rappelle les éruptions du Vulture, quelques sources minérales et thermales sont les restes plus ou moins probables de l'activité antérieure. Aux environs de Rapolla, une fon-

taine admirable se précipite en cascade fumante de 3 à 4 mètres, sous un rideau de lichens.

La structure du massif est assez facilement reconnaissable, grâce à la forme extérieure du mont et aux accidents dus à l'érosion ; elle présente pourtant quelque complexité. Abich avait fait du Vulture un exemple remarquable de cratère des oulèvement, mais la formation par explosions et amoncellements progressifs est autrement simple et explicite. Dans ses grands traits, le Vulture est un volcan stratifié, régulier, avec grands accidents centraux supérieurs et accidents secondaires au pied nord-oriental.

La plus grande partie de la montagne est composée de couches de matériaux meubles. témoignant de la fréquence et de l'amplitude des explosions ; ponces, lapilli, cendres, pouzzolanes, blocs divers et fragments de cristaux plus ou moins agglomérés en tufs, en brèches et en conglomérats ; les bombes font défaut et les scories sont rares. Les laves ne se montrent que dans la région supérieure où elles alternent, plus ou moins régulièrement, avec les produits clastiques. Elles apparaissent en bancs horizontaux sur les pentes de la crête supérieure tournées vers la plaine de Monticchio, tandis qu'aux versants extérieurs du mont, elles s'étalent en coulées et en nappes parfois ramassées en collines. Elles ont en moyenne 2 ou 5 mètres d'épaisseur, 4 ou 5 kilomètres de long, et présentent dans les parties épaisses une structure le plus souvent columnaire, parfois sphéroïdale. Ces laves se sont surtout répandues vers le NE., mais on peut en suivre vers l'orient jusqu'à 7 kilomètres de l'arête supérieure, et la coulée la plus éloignée de cette région centrale affleure à 8 kilomètres au sud du culmen, près d'Atella, sur le bord du massif et en contact avec les sédiments du sous-sol ; il est vrai qu'elle a pu être émise d'une bouche adventive plus proche.

Tous ces produits du grand cône vulturien, pendent avec 20 ou 30 degrés d'inclinaison moyenne dans la partie supérieure du mont, tandis qu'à la base, les couches sont à peu près horizontales ou d'inclinaison peu distincte ; au NNE. du massif et au SSE., leur disposition indique un dépôt dans des nappes lacustres. Ils rayonnent autour de la grande arête supérieure, du moins dans la partie septentrionale, orientale et sud-orientale et, de plus, les matériaux meubles sont d'autant plus fins qu'on s'éloigne davantage de la partie centrale. On peut donc conclure que la cuve d'émission occupait la partie

supérieure et centrale du grand cône et que le vaste amphithéâtre de Monticchio en est le reste visible.

Toutefois, un grand bouleversement, explosion ou effondrement colossal dut se produire dans cette région suprême du volcan : acte final d'une longue phase d'activité ou début d'une autre phase. La montagne, qui devait être alors presque parfaitement conique et se dresser à 1 500 ou 2 000 mètres de hauteur, fut grandement abaissée et toute sa partie sud-occidentale renversée. Telle est du moins l'explication que l'on peut donner sur cette partie du volcan.

Une autre phase éruptive est indiquée par les bourrelets du sol et la dépression qui contiennent les cuves lacustres de Monticchio ; dans cette Somma démantelée, un Vesuvio s'édifia. De même qu'au volcan de Naples la bouche nouvelle s'ouvrit en dehors de l'axe du massif. Les conduites profondes se déplacèrent vers le SO., avec plus d'écart, toutefois, au volcan de Melfi qu'au célèbre massif campanien. La grande arête, sur le bord méridional de laquelle la nouvelle cheminée débouchait, fut fortement entamée comme le montre la falaise qui la termine au S.; les versants du nouveau cône se confondirent au S. et au SO. avec les flancs du grand massif de base et se dressèrent au N. au-dessus de la plaine formée par le cataclysme antérieur.

On ne sait si ce cône, de 2 ou 3 kilomètres de base, porta bien haut son cratère et l'on ne connaît pas autrement que par le relief ses produits, cachés sous de plus récents matériaux ou confondus avec ceux du volcan antérieur. La dépression relativement énorme qui lui sert actuellement de cratère et qui loge les deux lacs, est peut-être due à un bouleversement considérable, dans lequel le cône disparut presque en entier. Mais il est plus probable que, vu le peu de matériaux rejetés, l'activité de cet appareil fut de courte durée et maintenue dans cette chaudière de près de 2 kilomètres de diamètre.

Les deux cuves jumelles de Monticchio, dont la forme indique nettement l'origine cratérique, témoignent d'une dernière et très courte période d'activité. La grande cuve se dédoubla; quelques explosions firent gicler vers le N. des produits meubles qui couvrirent toute la plaine de Monticchio jusqu'à la grande arête vulturienne ; blocs de lave et fragments du sous-sol proche des chaudières, puis lapilli abondants et scories.

Un des plus curieux accidents du massif vulturien est représenté

par la plaque lavique qui supporte la ville de Melfi, sorte de table horizontale, de forme elliptique, avec 1 000 à 1 500 mètres de long SE.-NO., sur un millier de large et s'élevant assez abruptement de 50 à 100 mètres au-dessus des terrains voisins. Cette masse, épaisse et divisée en prismes, de haüynophyre dont on ne voit nulle part le lieu de sortie, surmonte des strates minces, et formant talus, de scories volcaniques qui s'étagent elles-mêmes sur des tufs peu distincts ; lapilli, ponces, cendres et scories. mi-lacustres, mi-aériens, sorte de mélange des produits meubles du grand cône vulturien, remaniés par les eaux et contenant des sédiments arrachés aux montagnes voisines. Le tout repose dans un petit synclinal de flysch éo-miocène dont on voit les assises affleurer au N., au NE., à l'E. et au SE. de l'appareil, tandis qu'au SO. et à l'O. s'étalent les produits vulturiens.

Sans conteste, il y eut en cette partie du volcan, pendant l'époque de pleine activité, un lac où les tufs rejetés par les orifices centraux venaient se mêler aux blocs sédimentaires; puis des fumerolles apparurent, des projections de scories comblant le lac ou le forçant à se répandre ailleurs ; enfin, une masse lavique, visqueuse et plate que l'érosion postérieure isola peu à peu. La belle conservation des orifices de Monticchio fait penser que la venue de cette lave, postérieure au grand massif vulturien, fut toutefois antérieure aux dernières explosions centrales.

A deux ou trois kilomètres au S. de cet appareil et sur le bord du massif également, un autre gros filon s'est fait jour ; le Troppo di San Paolo, que Scacchi appelait volcan des Braidi. C'est une coupole phonolitique de 5 à 600 mètres de diamètre. Massive en certains points, divisée sur d'autres par de longues cassures, émergeant à peine des tufs de nature semblable qui forment la partie inférieure du Vulture et qui semblent aussi séparer le culot lavique du sous-sol. Par sa position et sa composition, ce noyau de lave doit avoir une origine à peine postérieure aux tufs qui l'englobent et, par suite, dater des premiers temps de l'activité vulturienne.

Hormis la plaque lavique de Melfi, la coupole de Paolo, et les accidents semblables que peut cacher le grand massif vulturien, les filons si abondants à la Somma, avec laquelle Vulture a de grandes analogies de structure, sont rares et peu intéressants au volcan de Melfi. Les cônes adventifs ne semblent pas non plus être nombreux ; on n'en a signalé aucun avec certitude : le Pizzo S. Agata (636 m.),

qui s'élève à 2 kilomètres au S. de Melfi, considéré autrefois comme tel, n'est qu'une butte modelée par les eaux.

Quelques nappes de travertin, sept ou huit, dont quelques-unes atteignent ou même dépassent un kilomètre carré, jalonnent le bord méridional et surtout occidental du volcan.

Si ressemblant dans sa structure générale avec le Vésuve, le Vulture est bien distinct du volcan de Naples par la grande variété de ses produits. Sous ce rapport, il a beaucoup plus d'analogies avec le Roccamonfina, le Cimino ou le Latera. On y trouve, en effet, la plupart des types de roches entre le trachyte et les basaltoïdes.

Parmi les grandes masses de lave, la plus acide est celle de San Paolo : c'est une phonolite anorthoclasique; sur la pâte grise, composée de feldspath et de pyroxène, d'un peu de magnétite, d'apatite et de biotite, ressortent de grands cristaux de feldspath, mélanite, augite et haüyne. Des téphrites viennent ensuite : téphrites haüyniques que quelques auteurs désignent sous le nom d'andésites haüyniques, formant quelques coulées de la partie supérieure ; roches grises, compactes, à pâte très feldspathique, avec en plus du pyroxène, de la haüyne, de l'amphibole, etc.; téphrites leuco-haüyniques, composant la majeure partie des coulées et presque tous les bancs de la partie interne de la crête, riches en augite, avec un peu de haüyne, accidentellement de l'olivine et du mica, rarement de la leucite. Toute une série de basaltes succède, plus variés que les téphrites, mais moins abondamment représentés : basaltes leuco-haüyniques, disséminées aux environs du Pizzo S. Agata, gris ou noirs, compacts, à grains nombreux de leucite et de haüyne, plus un peu d'augite et d'olivine; basaltes leucitiques, aux produits identiques, mais très variés d'aspect et de constitution, non seulement suivant les différentes coulées qu'ils forment, mais encore en divers points de certaines d'entre elles, de telle sorte qu'une même nappe peut être rapprochée de la téphrite, du basalte, de la leucitite et même de la limburgite. Puis viennent les basaltoïdes : leucitites grises, simples, avec augite et leucite comme éléments essentiels, et haüyne, népheline et plagioclase rares, formant quelques coulées et un beau filon au sud du petit lac; néphélinites simples aussi, tenaces, avec augite surtout, népheline, un peu de haüyne, et formant également un filon, dressé comme une obélisque au milieu des produits plus meubles de l'amphithéâtre

de Monticchio ; enfin, haüynophyres de Melfi, si particulières et locales, qu'on se demande si elles sont en relation avec le volcan ; elles ont, en plus de la haüyne caractéristique, de la leucite, de l'augite, de la néphéline de la mélilite et du feldspath ; Rammelsberg leur donne 42,46 p. c. de silice.

Les produits meubles correspondent aux laves compactes. Des tufs ponceux sanidiniques, de nature phonolitique voisine de celle du Troppo di S. Paolo qu'ils englobent, et très semblables à ceux du Pausilippe, mêlés à des blocs sédimentaires et des fragments de roches consolidées en profondeur, affleurent sur tout le pourtour du massif sur une largeur d'environ 1 000 mètres. Ils reposent directement sur les sédiments et occupent probablement toute la partie inférieure du volcan. Dans le voisinage de la coupole, quelques blocs pouvant atteindre un mètre cube — roches semblables à celles de Sanadoire en Auvergne, phonolites haüyniques compactes et peu altérées, essentiellement composées de sanidine, plagioclase, haüyne, accessoirement de pyroxène, biotite, magnétite, etc. —, se mêlent à ces tufs phonolitiques et reposent aussi en certains points sur le sous-sol. Ils viennent probablement de l'orifice qui a donné passage au Troppo et appartiennent aux premières périodes d'activité vulturienne. Presque tous les autres produits meubles qui apparaissent en couches si considérables dans le reste du massif sont des lapilli, des cendres, des pouzzolanes, blocs, brèches, conglomérats, de même nature que les coulées de lave qu'ils contiennent. Enfin les produits des deux cuves de Monticchio sont des lapilli, des scories noires ou rouges de nature néphélinique et augitique.

La venue successive de ces produits vulturiens accuse une diminution graduelle et franche du degré d'acidité ; aux phonolites de base succèdent des téphrites et des basaltes, puis viennent des leucitites, des néphelinites, des haüynophyres. Il est peu d'exemple connu sur la terre d'une telle régularité.

Les minéraux les plus caractéristique fournis par le Vulture sont donc la haüyne et l'augite qu'on retrouve dans toutes les laves. A ces éléments s'associent ensuite les plagioclases et les feldspathoïdes autres que la haüyne, leucite et népheline, puis les micas et l'olivine caractérisant les basaltes ; enfin les sanidines et les anorthoclases.

Peu de volcans ont été aussi bien étudiés que le Vulture dans leurs

relations avec le sous-sol sédimentaire. Sans parler des roches archéennes et primaires qui ne se montrent qu'en Basilicate, à 100 kilomètres du volcan, une bonne partie des sédiments mésozoïques et la plupart des couches tertiaires et modernes affleurent dans le voisinage immédiat du volcan, dont elles indiquent nettement la position tectonique et l'âge.

Le trias, du moins la partie supérieure de l'étage moyen, se montre en trois ou quatre points de la chaîne qui s'étend à 15 kilomètres au SO. du volcan, de San-Fele à Avigliano; ce sont des calcaires et des schistes plastiques que les mouvements du trias supérieur ont bombés en petites coupoles ellipsoïdales, allongées du SE. au NO. comme dans les autres points de l'Italie méridionale où ces sédiments se rencontrent.

Le trias supérieur (représenté par les dolomies dans l'Italie occidentale) et toute la série jurassique, dont on ne connaît que des lambeaux liasiques dans la Basilicate, font défaut dans le voisinage du volcan. mais en revanche le crétacé est magnifiquement représenté, essentiellement par le turonien. On ne le connaît pas aux versants NE. des coupoles triasiques, où il a probablement été enlevé par les érosions de l'éocène inférieur, et au NO. du volcan il n'apparaît que dans quelques hautes croupes lointaines. Mais aux versants méridionaux des plis du trias, les calcaires durs avec rares intercalations marneuses qui composent le crétacé se montrent en assises puissantes, épaisses en tout d'un millier de mètres, inclinées vers le N. et le NE., et coupées de longues fissures qui les disposent en gradins. La grande voussure que ces couches formaient en Basilicate devait s'incurver en synclinal vers la Murgie, pour aller se relever peut-être sur le promontoire de Gargano.

Non moins puissantes sont les assises de l'éocène, moyen et supérieur, et du miocène, qui forment en grande partie le socle immédiat du volcan; calcaires, schistes, marnes, argiles, arênes, avec quelques noyaux de roches volcaniques basiques, affleurent sur tout le pourtour, excepté au SO., et se montrent au milieu des produits même, près d'Atella. Plus plastiques que celles du crétacé, ces couches qui couvrent tous les flancs orientaux de la chaine apennine, suivent non seulement les allures des couches antérieures, mais prennent encore des allures indépendantes. Dans le voisinage du volcan, à l'est, elles plongent à l'OSO.; en quelques points de la partie occidentale, elles

plongent au contraire à l'ENE.; de sorte que le volcan se trouve dans un synclinal, large d'une quinzaine de kilomètres. De plus, ces terrains ont des plissements plus petits et plus compliqués, comme par exemple le synclinal où se dresse la lave de Melfi, des renversements, des fractures, etc.; dislocations minimes et multiples de quelques kilomètres, quelques hectomètres même, encore imparfaitement déterminées, mais qui semblent toutefois s'orienter de préférence du SE. au NO.

Toutes ces assises crétacées, éocènes et miocènes, qui représentent les plus importants dépôts de la fameuse Thalassa, Méditerranée des âges mésozoïques et cénozoïques, ont été plissées lors des grands mouvements généraux de la fin du miocène.

Le pliocène supérieur composé de strates non plissées, d'argile, de marnes, de sables, de conglomérats et en quelques lieux de tufs calcaires, atteignant ensemble environ 500 mètres d'épaisseur, s'appuie au flanc de l'Apennin, plongeant légèrement au NE. et d'autant plus horizontal qu'on s'approche de la mer. Dans le voisinage du volcan on ne trouve que des lambeaux découpés par l'érosion; le plus grand affleure dans toute la partie sud-occidentale du massif et se relève bien haut sur les flancs des monts de San-Fele; d'autres tout petits au NE., en dehors du volcan et à l'E. sous des amas de produits volcaniques isolés; enfin six ou sept apparaissent dans les matériaux vulturiens mêmes, en une longue série depuis Barile jusqu'à Atella. Le mouvement de bascule survenu à la fin de la période les releva sans les plisser.

Enfin le pleistocène, qui est encore marin sur le rivage et dans toute la plaine de Murgie, est représenté dans le voisinage du volcan, comme dans la Basilicate d'ailleurs, par des dépôts lacustres importants : marnes, argiles, calcaires, arènes, conglomérats, avec mollusques terrestres et restes de grands pachydermes. C'est là sans doute le résultat de la fonte des glaces qui venaient de couvrir les monts de l'époque, des pluies diluviennes et un peu aussi du retrait de la mer. Un de ces lacs, celui de Vetralla, occupait la plaine qui s'étend au sud du volcan : les dépôts lacustres que viennent couvrir les produits volcaniques dans le voisinage d'Atella s'étalent encore sur une trentaine de kilomètres carrés autour du confluent de l'Arvino et du Stroppito. Un autre, plus grand du double au moins, celui de Venosa, est indiqué par les dépôts longuement étalés en dehors du

volcan sur plus de 20 kilomètres de l'O. à l'E., sur 3 ou 4 du N. au S., à quelques kilomètres au NE. Quelques autres lacs, plus petits, devaient également occuper la région, notamment le lieu où s'est épanchée la lave de Melfi, les plaines du NNE. et du SSE. du Vulture. Il est probable que lors de leur existence, ces nappes lacustres étaient réunies par un cours d'eau descendu des monts de San-Fele qui, après avoir traversé le lac de Vetralla, suivait le fond du synclinal où repose le volcan, traversait les lacs des plaines SSE. et NNE., puis celui de Melfi, tournait ensuite à l'orient et gagnait la mer après s'être répandu dans celui de Venosa.

C'est alors que surgirent les produits volcaniques. Les dépôts supérieurs de ces lacs alternent en effet avec de petites strates volcaniques, des conglomérats et des blocs éruptifs, des tufs et des fragments de cristaux, tandis que les dépôts inférieurs en sont privés. Le volcan parut donc en pleine période pléistocène, et ce fut certes à l'accumulation de ses produits que l'on doit attribuer l'assèchement des lacs et la déviation du cours d'eau vers l'ouest, où le bord volcanique lui imposa une route d'un quart de cercle parfait. Toutefois quelques mouvements d'oscillation du sol ont dû coopérer à cette œuvre et peut-être avoir sur les manifestations volcaniques quelque influence. La mer s'est retirée sous leur effet et toute la partie méridionale de l'Italie a été soulevée à plusieurs centaines de mètres.

En résumé, le Vulture se forma en pleine période pléistocène, au flanc d'un anticlinal mésosoïque et au fond d'un synclinal éo-miocène, pendant des périodes d'élévation du sol, alors que la mer s'étendait encore dans le voisinage et que de grands lacs parsemaient la région. De même que le Vésuve, le Rocamofina, le Laziale, etc., le Vulture semble avoir eu plusieurs périodes d'activité d'importance décroissante, et a gardé dans sa position de sa cheminée principale une assez grande constance. D'abord presqu'exclusivement explosif, avec quelques effusions locales, il donna ensuite, à la fois, produits meubles et coulées de laves, édifiant un grand cône; puis après de grands bouleversements et un petit déplacement de la cheminée, il y eut de courtes phases, surtout explosives et accompagnées d'injonctions filoniennes.

A cette évolution de structure, indiquant une diminution d'activité par le volume des matières rejetées et la dimension des orifices, cor-

respond une diminution d'acidité dans la nature des produits successivement mis à jour.

Eolie, plus généralement désignée sous le nom d'*Iles Eoliennes* ou d'*Iles Lipari*, est, grâce à la constance d'activité de quelques-uns de ses appareils pendant toute la période historique et à sa position au centre de la Méditerranée, qui la rendaient si intéressante et si facilement accessible, un des groupes volcaniques les moins imparfaitement connus de l'Italie et de la Terre. Deux de ses évents ont eu une influence considérable sur la science des volcans par leur mode d'activité, et leur structure a présenté également un grand intérêt; d'autres, par la variété et la richesse de leurs produits, ont abondamment servi la minéralogie. Dans tous les domaines de la vulcanologie, les appareils éoliens ont apporté un grand tribut. Mais les propriétés d'Eolie, en tant que groupe volcanique, sont encore trop récemment connues pour qu'elles aient pu grandement influer sur la science, ou du moins pour qu'on ait pu juger de cette influence. Elles sont toutefois manifestes.

L'Eolie est en effet un des groupes volcaniques dont l'unité s'affirme le mieux, sinon par la similitude d'activité de ses évents, du moins par l'isolement, la position géographique et géologique personnelle de l'ensemble; par le voisinage et la disposition régulière des appareils; leurs dimensions à peu près semblables; la similitude assez grande de leur structure et de leur composition; la reproduction dans chacun d'eux des deux grandes variétés de produits communs; enfin l'âge et les relations tectoniques semblables, autant qu'on peut en juger. En somme par la grande régularité, la cohésion de l'ensemble et l'homogénéité des parties, pourtant variées, l'Eolie est un groupe volcanique bien plus entier que celui de la province romaine et surtout que celui de la Campanie.

Eolus, d'où dérive l'appellation actuelle du groupe, aurait été, d'après certains auteurs, le nom d'un chef grec, intelligent et populaire, établi dès une époque très reculée dans l'archipel, et que la tradition plus tard divinisa. Au dieu nouveau, ce peuple de matelots attribua la direction des phénomènes les plus importants du voisinage; Eole présidait aux changements de température et aux variations du

vent, qui paraissaient précisément en relation avec les manifestations actives de Stromboli, la plus septentrionale des Eoliennes. D'ailleurs, des tempêtes soudaines et violentes éclatent souvent dans le voisinage de l'archipel; dans le monde connu des Grecs, peu de régions pouvaient mieux représenter le domaine troublé du dieu qui préside aux perturbations atmosphériques. Le nom de Lipari, qu'on donne parfois au groupe insulaire, est emprunté à l'île la plus vaste de l'archipel.

Si la connaissance des îles d'Eolie qui eurent des éruptions historiques remonte à une lointaine antiquité, si déjà ces îles étaient citées comme volcans il y a 2300 ans, la connaissance du groupe éolien, dans ses propriétés générales, date d'une époque relativement très récente. Pour les anciens il s'agissait seulement d'un archipel, aux parties à peu près égales, aux populations de même origine, et les îles qui projetaient les flammes et les pierres fondues semblaient même avoir, par l'origine, plus de rapports avec des monts éloignés comme Vésuve et Etna qu'avec les rochers voisins émergés mais inactifs. Pendant tout le moyen âge, époque d'ignorance, l'étude de l'archipel est délaissée ; les éruptions de ses évents cessent même d'être signalées pendant près de dix siècles. Ce n'est que dans les quelques derniers siècles, avec le développement des sciences géologiques et minéralogiques, que la nature véritable de toutes les îles est reconnue et que les études d'ensemble sont amorcées. Hamilton, Dolomieu, Spallanzani, Ferrara, Abich, Poulett Scrope, Salino, fournissent sur la plupart des îles des documents précieux. Hoffmann, L. de Buch, Judd, tentent des essais d'histoire générale. Les sondages viennent dévoiler l'allure des parties immergées; le classement des modes éruptifs, des structures, des matériaux facilitent de plus en plus les recherches. Le nombre des travaux s'accroît. En 1892 le Comité géologique italien charge Cortese et Sabatini d'une étude complète du groupe. Suess décrit des relations entre l'Eolie et les secousses sismiques des contrées noires. Vers 1900, Bergeat, résumant ses travaux personnels et ceux de ses prédécesseurs, publie l'ouvrage le plus complet, le plus riche en faits acquis et en hypothèses concernant l'Eolie. Toutes les îles éoliennes sont pourtant loin d'être connues dans toutes leurs particularités et il reste encore, sur la structure notamment, bien des points à éclaircir.

L'archipel éolien parsème la partie sud-orientale de la mer tyrrhé-

nienne, au milieu de l'amphithéâtre gigantesque que forment la Calabre et la Sicile nord-orientale, plus près de la Sicile toutefois. Les sept grandes îles qui le composent, auxquelles se joignent quelques îlots peu importants, ont de 2,44 kms car. à 37,63 de surface et leur hauteur varie de 420 mètres à 962 au-dessus de la mer; elles sont en général nettement séparées les unes des autres par des distances variant de quelques milliers de mètres à 25 kilomètres.

Déjà L. de Buch, au début du XIXe siècle, comparait l'archipel à une étoile à trois branches, figure souvent indiquée par la suite. Salina, l'île la plus haute, occupe le centre, à une cinquantaine de kilomètres au N. de la côte sicilienne; une branche s'élance, d'abord vers l'ENE. formée, par Panaria, distante de 25 kilomètres, puis vers le NE., par Stromboli, distante de 40 kilomètres; une autre vers l'O., formée par Felicudi, distante de 25 kilomètres, puis l'OSO., par Alicudi, distante de 45; la troisième, perpendiculaire à la côte sicilienne, vers le SSE., formée par les îles les plus vastes et les plus rapprochées, Lipari, distante de 15 kilomètres et Vulcano de 25.

On peut aussi voir dans l'archipel, deux branches d'inégales longueurs, réunies à Salina ; une branche, longue d'une centaine de kilomètres, ondulant de l'O. vers l'E. et le N.E., formée par cinq îles distantes en moyenne de 25 kilomètres; une autre, NNO.-SSE., longue d'une trentaine de kilomètres, formée par les trois massifs les plus considérables de l'archipel et les plus proches.

Ce n'est que tout récemment, dans les dernières années du siècle passé, que la sonde a donné un nombre suffisant de points de profondeur, pour qu'on ait pu prolonger sous les eaux le relief des massifs volcaniques et esquisser l'allure générale du socle.

En cette région du fond tyrrhénien, la régularité si grande des pentes qui s'inclinent des côtes calabraises et siciliennes vers les abîmes marins est fortement interrompue, entre 500 et 2500 mètres. Le socle commun, sans nul doute formé par l'accumulation des premiers produits volcaniques, fait déjà saillie en dehors de la ligne générale des courbes de niveau à 2000 mètres, esquissant nettement la base nord-oriental du Stromboli. A 1500 mètres, le socle est encore entier et largement relié à la Sicile, La partie NE. et la partie O., portant d'une part Stromboli, de l'autre Alicudi et Felicudi, s'avancent comme deux « cornes » parmi des fonds inférieurs, ourlets aux bords arrondis, larges en moyenne de 25 kilomètres. Plus haut, vers

1 000 mètres, le socle se subdivise. Stromboli se détache complètement; cône à base ovale, longue de 15 kilomètres SO.-NE., large de 10 kilomètres. Alicudi s'isole également; cône à base ovale de même direction; un peu plus régulier, un peu plus vaste, un peu moins abrupt que Stromboli. De même Felicudi, de dimensions semblables à Alicudi, mais allongée plutôt NO.-SE. Le reste du massif, formant un puissant bourrelet, englobe encore Panaria, Salina et les deux îles méridionales, et se relie à la Sicile par un pédoncule de 10 kilomètres. Ce n'est que 500 mètres plus haut que de nouveaux morceaux se séparent ; Panaria et les ilots voisins vers l'E. forment un massif à peu près triangulaire de 15 kilomètres de côté s'élevant jusqu'au voisinage de la surface. Les trois îles centrales sont encore réunies et ce n'est qu'à des profondeurs de quelque cent mètres qu'elles s'individualisent, et l'on peut même voir entre elles, entre Lipari et Vulcano par exemple, de petits appareils, comme Vulcanello, d'allure à peu près indépendante.

En somme, le système éolien présente un relief d'une belle cohésion; puissante échine de 30 kilomètres NNO.-SSE., avec Vulcano, Lipari et Salina, rencontrant l'ourlet de saillie générale moindre, mais plus longuement étoilé, qui porte Alicudi, Felicudi, Salina, Panaria et Stromboli.

Une petite butte conique, isolée entre Stromboli et Milazzo, s'élevant par des fonds de 1200 mètres jusqu'à 960 mètres de la surface, est peut-être un petit appareil volcanique, un reste de l'île de lave qui, d'après Strabon, aurait fait apparition dans le groupe et dont l'ancienne position n'est pas identifiée.

Durant l'époque historique, l'activité s'est localisée aux extrémités NE. et SSE. du groupe; à Stromboli et à Vulcano. Lipari a peut-être eu des éruptions pendant le cours de cette période, mais elles sont très vaguement relatées par les légendes. Sans parler des apparitions douteuses, et d'ailleurs fort anciennes, d'îles de laves, signalées par Strabon, et des jets de vapeurs émis, entre Milazzo et Cefalu, par les roches de la côte sicilienne, manifestations peut-être en rapport avec le grand foyer éolien, les autres îles n'ont plus que des fumerolles et des sources minérales; Alicudi semble même complètement éteinte.

On a vainement cherché des relations entre les éruptions connues des deux appareils actifs, ainsi du reste qu'avec Vésuve et Etna ; les

seuls caractères communs que présente l'activité de ces deux évents consistent en la grande constance historique de cette activité, sa vigueur moyenne et la reproduction chez chacun des volcans d'un dynamisme toujours le même. A part cela, ce sont, en effet, deux modes d'action tout différents, tout individuels; on a toujours signalé à Stromboli l'oscillation de la lave dans l'une ou l'autre bouche, sa descente dans la cheminée, puis sa montée, terminée par un bouillonnement de plus en plus intense et une projection de masses de laves basaltiques; à Vulcano, les éruptions, beaucoup plus espacées, sont plus brutales, plus imprévues, alternent avec des longues périodes de repos presque complet et fournissent des matériaux de nature andésitique. De plus, les époques de paroxysmes ou de moindre activité ne concordent ni n'alternent de l'un à l'autre appareil.

L'étude de l'activité historique du groupe éolien semblerait conduire plutôt à la conception d'une pluralité des magmas originels qu'à celle d'un foyer commun.

On ne connaît pas la structure des parties inférieures des îles, mais la régularité de la forme extérieure semble révéler, chez la plupart d'entre elles, une charpente assez simple, et ce qu'on connaît de la constitution des parties exondées confirme cette façon de voir. Si quelques-unes de ces îles présentent une structure confuse comme Alicudi, complexe comme Panaria, toutes sont formées de produits meubles alternant avec des coulées de laves compactes, et, dans la plupart, ces matériaux se disposent régulièrement autour d'une cheminée à peu près constante, comme à Stromboli et Vulcano, de deux cheminées et même plus comme à Salina et Lipari. En général, chaque massif orographique, terminé par une des sept grandes îles, constitue un appareil distinct ou un petit groupe d'appareils. Et on peut compter une dizaine d'évents principaux, quelques-uns secondaires.

Plus isolés dans la branche qui s'étend d'Alicudi à Stromboli, ces appareils semblent former des massifs plus distincts. Entre Salina et Vulcano, au contraire, la série est moins nettement divisée; les évents sont à la fois plus rapprochés et plus nombreux; tel appareil, comme Vulcanello par exemple, ne peut être relié de préférence à l'une ou l'autre des îles voisines, Lipari ou Vulcano.

Quelques auteurs, Hoffmann et Judd entre autres, se basant sur la structure et surtout sur l'aspect des îles Eoliennes, ont tenté une

esquisse de l'histoire générale du groupe: Panaria et les îles voisines, si disséminées et morcelées, devaient former l'appareil le plus ancien; elles représentaient une première phase volcanique; Alicudi, Felicudi, Salina et les parties inférieures de Lipari et de Vulcano correspondaient à une seconde phase; enfin, la partie supérieure de Lipari et de Vulcano, ainsi que Stromboli, la troisième phase, encore active. Mais les données sur lesquelles ces auteurs s'appuyaient étaient encore trop incertaines pour qu'un tel essai puisse être considéré comme l'expression de la vérité. C'est pourtant le meilleur qui soit encore actuellement.

Presque tous les grands types de roches volcaniques sont représentés au groupe éolien. Mais ce sont surtout les basaltes et les andésites qui se montrent. Toutes les îles, excepté Panaria, les contiennent, et c'est là une des grandes caractéristiques du système. Elles composent exclusivement Stromboli, Alicudi et Felicudi; à Panaria le basalte est remplacé par la liparite; les autres îles, et surtout Lipari, contiennent en plus, des trachytes, des obsidiennes, des dacites, etc.

D'une façon générale l'étude des produits émergés témoigne donc d'une grande similitude de nature des magmas originels, partout basaltiques et andésitiques, mais d'une plus grande différenciation dans la partie centrale et méridionale, qui est en même temps la plus vigoureuse par le relief et la plus variée par la structure.

On a cru voir, dans la disposition des matériaux d'Eolie, une preuve de la décroissance générale d'acidité des produits. Mais outre que la majeure partie des massifs reste totalement cachée aux investigations, on connaît très vaguement l'histoire générale du groupe, et d'ailleurs la marche du degré d'acidité des produits a fortement varié d'un massif à l'autre. Si à Stromboli, et en quelques autres points, l'andésite a été rejetée la première des orifices, à Alicudi et à Vulcano c'est le basalte qui dégorgea d'abord; en divers autres lieux il y eut même des venues de roches basiques succédant à des débordements de roches acides, eux-mêmes postérieurs à des sorties de produits basiques.

La position du groupe, par rapport à la structure de l'écorce, est assez difficilement appréciable. Les roches étrangères ne paraissent en effet qu'en Calabre et surtout en Sicile nord-orientale, en moyenne à une cinquantaine de kilomètres du système. Sur les gneiss et les micaschistes du Pelores, qui prolongent les roches semblables de la

Sila et de l'Aspromonte, s'appuient au SO., des phyllades d'âge imprécis, peut-être silurien, traversés en certains points par des roches granitoïdes, et, aux environs d'Ali, des quartzites, des schistes et des aragonites probablement permiens.

Contre ces terrains, restes supposés de l'ancienne Tyrrhénide, se moulent les grands plis secondaires et éocènes, presqu'en entiers calcaires, qui forment la charpente montagneuse de la Sicile; lambeaux de trias moyen et supérieur reposant en discordance sur les phyllades; calcaires liasiques, jurassiques moyens, tithoniques, et crétacés; conglomérats, grès et calcaires de l'éocène moyen transgressif; argiles écailleuses de l'éocène supérieur. Ces plis, qui doivent leur formation aux grandes pressions orogéniques de la fin de l'éocène, s'alignent en général de l'E. à l'O.; quelques-uns toutefois, notamment entre Pelores et Netrodici et dans Madonie, prennent la direction ESE.—ONO. A moins de courbures vers le N. et le NE., peu probables, ou de rebroussements, plus incertains encore, ces plis n'ont pas dû se prolonger sur l'emplacement actuel d'Eolie. On sait que les recherches de Lugeon et Argand ont aussi conduit à considérer au moins une partie de ces terrains comme fragments d'une nappe de charriage, lambeaux triasiques et jurassiques entraînés par une énorme coulée d'argile dont la formation aurait eu pour cause également les pressions arogéniques de la fin de la période éocène.

L'oligocène fait défaut dans cette partie de l'arc italien-sicilien et le miocène ne se montre qu'au sud de la dorsale plissée de l'île; la mer ne venait donc point jeter ses dépôts du côté nord, et l'on peut en conclure à l'existence du massif tyrrhénien à cette époque. Le pliocène couvre non seulement les couches miocènes méridionales, mais s'étale dans les petites plaines côtières du nord et couvre même, tant en Sicile qu'en Calabre, le flanc des montagnes jusqu'à plusieurs centaines de mètres d'altitude. Une grande révolution s'est faite : la Tyrrhénide s'est effondrée, en même temps que s'ouvrait le détroit de Gibraltar et la mer a apporté sur les nouvelles plages les *Cyprina islandica* des régions boréales. Le quaternaire, de même que l'étage précédent, entoure la Sicile comme un ruban discontinu, prolongé en Calabre où il s'élève jusqu'à plus de 1000 mètres, montrant que l'effondrement tyrrhénien correspondit à des soulèvements pliocènes et quaternaires considérables en ce point de l'Italie. Le sol, d'ailleurs, s'affaise encore.

Le système éolien s'est donc élevé dans l'ancien massif effondré, au voisinage des lignes de contact entre ses pentes et les plis secondaires éocènes, au contact aussi des fractures qui ont coupé la côte nord de Sicile; peut-être s'est-il développé également vers le lieu d'origine de la nappe de charriage. Il n'a très probablement pu apparaître que vers la fin du miocène, après le début de l'effondrement tyrrhénien.

A vrai dire, on ne sait rien de précis sur ses premières manifestations. En tous cas, au pliocène supérieur, l'activité devait déjà avoir accumulé quantité de produits : en quelques îles, des travertins contiennent les derniers vestiges du palmier nain (*Chamerops humilis*) et datent évidemment du Sicilien. [A. DE LAPPARENT.] Au quaternaire, les volcans du groupe avaient probablement à peu près la forme qu'ils ont aujourd'hui et leur activité devait être à son maximum. comme pour la plupart des autres volcans italiens ; les épais dépôts de ponces, alternant avec des argiles quaternaires, trouvés par Mercalli près de Monteleone en Calabre; les sédiments modernes mêlés aux couches du Saint Angelo de Lipari ; ceux appuyés aux flancs de quelques îles; l'aspect encore frais de tous les appareils, les fumerolles, les sources, les éruptions actuelles, le prouvent avec certitude. De plus, ces sédiments et vestiges divers, d'origine marine, attestent comme en Calabre et en Sicile nord-orientale, des oscillations du niveau de la mer, au pliocène d'abord, au quaternaire ensuite, soit que la mer s'avance, se retire, revienne pour regresser encore, soit que le sol s'élève et s'abaisse par deux fois.

Nombreuses ont été les recherches et les hypothèses sur les relations intimes entre la position et l'activité de l'Eolie et la tectonique des régions voisines, dont les vibrations sismiques semblent indiquer la dislocation prolongée jusqu'à nos jours. Déjà en 1825, L. de Buch avait mis l'étoilement volcanique en rapport avec des fractures du sol ; conception reprise par Hoffmann. et magistralement développée par E. Suess Les études du savant autrichien l'avaient conduit à admettre une grande zone de centres sismiques, allant des Madonie en Sicile jusqu'au delà de la vallée du Crati, par l'Etna, Ali, Santa Cristina-d'Aspromonte, Oppido, Terranova-Sappo-Minulio, Soriano et Girifalco; zone circulaire dont les Lipari forment à peu près le centre et sur laquelle les épicentres se déplacent, comme ce fut le cas en 1873. En outre, des lignes jalonnées de centres de secousses, partant de cette zone, ou la coupant, convergent vers l'Archipel, et

plus particulièrement vers Panaria, que Suess considère comme massif central du système éolien. D'après E. Suess, cette zone périphérique, ces lignes radiales, indiquent des régions de fractures, ce qui est en partie le cas pour la région enveloppante, et pense que dans l'aire limitée par les monts de Calabre et de Sicile nord-orientale « l'écorce terrestre s'affaisse en forme de cuvette ». Dans le voisinage du centre, deux au moins des branches volcaniques correspondent aux fractures.

Il n'est certes pas douteux que les volcans éoliens soient en relation avec des fractures du sol, provenant elles-mêmes d'effondrements, mais les observations de Mercalli et Baratta et les recherches de Montessus de Ballore contredisent fortement le dessin des lignes d'ébranlement, par suite celui des fractures supposées par E. Suess. Si les secousses sismiques de Calabre et de Sicile sont parmi les plus fréquentes et les plus violentes de l'Europe, et si elles occupent des régions très faillées, ce n'est point sur une zone continue qu'elles se disposent, et encore moins sur des lignes convergeant vers l'Eolie. Elles semblent bien plutôt former des groupes différents, qui se sont toujours montrés autonomes : un groupe dans les Madonie ; un autre au détroit de Messine, le long des cassures récentes, qui se prolongent, d'une part, vers l'Etna, de l'autre dans la vallée du Mesima [CORTESE], avec Ali, Reggio, Oppido, Palestrina, Girifalco, comme centres principaux ; d'autres encore dans la vallée du Crati ; aux environs de Catanzaro, etc. En outre, quoique de Naples à Messine, le littoral soit exposé à des vagues apparemment d'origine sismique, les nombreux tracés d'isoseïstes donnés par Mercalli ne laissent pas supposer d'épicentres sous-marins [MONTESSUS DE BALLORE]. Enfin, les vibrations qui affectent les îles éoliennes sont relativement très faibles et n'ont jamais été désastreuses pour Lipari, Stromboli et Vulcano ; elles paraissent, pour la plupart, d'origine volcanique.

E. Suess allait plus loin. Non seulement il y aurait coïncidence de position entre lignes de sismes, régions de cassures et branches volcaniques, mais encore concordance entre vibrations sismiques actuelles, résultant de la « rupture des voussoirs » le long des fractures, et éruptions volcaniques. Mercalli, sans partager l'opinion du savant viennois sur les lignes d'épicentres et de fractures, admet pourtant également une concordance entre les phénomènes sismiques et les phénomènes éruptifs, et non seulement pour la région voisine du détroit de Messine, mais pour l'Italie tout entière.

Les tables comparatives que donne Mercalli (1) semblent, en effet, très probantes : la plupart des éruptions du Stromboli et du Vulcano surtout, coïncident avec des recrudescences d'activité sismique en Calabre et parfois avec des éruptions du Vésuve et de l'Etna. Mais ce n'est point là la règle absolue, et le nombre des alternances entre ces phénomènes, ne paraît pas moins grand, surtout en ce qui concerne les volcans de Naples et de Catane. D'ailleurs, il est très probable que les études de plus en plus précises indiqueront au Stromboli et au Vulcano, comme elles le font déjà pour le Vésuve et pour l Etna, en plus du mode éruptif particulier, un rythme de plus longue périodicité que l'éruption simple et dont l'éruption n'est qu'une petite phase; rythme dont les rapports avec les phénomènes sismiques paraissent très faibles, du moins encore totalement inconnus.

Stromboli*. — Rival de l'Etna, du Vésuve même, par la célébrité, le Stromboli n'a pourtant pas, comme les volcans illustres, l'avantage que donne le voisinage de plaines fertiles, de cités antiques et populeuses, à la vie desquelles il puisse se mêler intimement. Du moins il s'est toujours trouvé, depuis une haute antiquité, dans le cercle d'attraction des régions policées; non loin des côtes, sur la route d'Italie en Sicile, et au voisinage du passage de Messine. De plus et surtout, il a présenté, du moins durant les époques historiques où l'on s'occupait de ses phénomènes, une activité permanente, sinon violente, dont les apparentes relations avec les variations atmosphériques semblent avoir fortement impressionné les indigènes, les habitants des îles voisines et les marins qui voguaient dans ces parages.

Bien que la structure et les produits du massif strombolien présentent un grand intérêt pour les savants modernes, c'est surtout par les phénomènes de son activité que le volcan prit part au développement de la volcanologie. Les chercheurs, venus généralement des contrées éloignées, trouvaient ici, et trouvent encore, un champ d'études faciles et fécondes, des manifestations caractéristiques, un dynamisme explosif dont ils ont fait un type, auquel ils comparent les manifestations éruptives de certains volcans de la Terre.

(1) *I Vulcani ed i fenomeni vulcanici in Italia*, Milano. 1881. — *Catalogo cronologico, ecc. dei fenomeni sismo-vulcanici italiani. — Natura... dell'attivita sismo-vulcanica nelle Eolie. — Atti della Soc. Ital. di scienze naturali*, vol. XXIV.

Les documents relatifs au Stromboli se sont accumulés depuis plus de 2000 ans, de plus en plus complets, de plus en plus minutieux, mais avec de grandes interruptions.

Dès le début du IIIe siècle avant l'ère vulgaire et jusque vers le VIe siècle de cette ère, les auteurs grecs et latins mentionnent la montagne : Callias, Didiore de Sicile, Strabon, Pline, P. Mela, Pausanias, C. Severus, J. Solinus, M Capella. Notes par la plupart insignifiantes, il est vrai ; simples mentions de l'île. Les meilleures sont celles de Strabon et de Pline qui, au Ier siècle, décrivent, en quelques lignes, la montagne comme étant active. Le moyen âge n'a rien produit, et du XVe au XVIIIe siècle, quelques relations précieuses mais très espacées, nous ont été laissées par Bondelmonte, Bordome, Fazello, Cluverius, Kircher et Bartoli. En revanche, depuis 150 ans, les études sur le Stromboli, aidées de toutes les connaissances géologiques, chimiques et physiques nouvelles, se sont développées comme une floraison vigoureuse. Spallanzani donne l'impulsion : « Ce sont les observations faites par lui, sur Stromboli, qui ont, les premières, présenté l'action volcanique sous son vrai jour », dit Scrope. D'Orville, Hamilton, Houel, Brydone et Dolomieu dans la seconde moitié du XVIIIe siècle; Ferrara, Smyth, Hoff, Poulett Scrope, Daubeng, Hoffmann, L. Pilla, Bornemann, Abich, dans la première moitié du XIXe siècle ; Sainte-Claire Deville, Salino et toute la pléiade des savants modernes, parmi lesquels Silvestri, Judd, Mallet, Cortese, Sabatini, Ricciardi, A. Lacroix, et surtout Johnston Lavis, Bergeat et Mercalli, ont concouru à préciser et augmenter nos connaissances sur le dynamisme, la structure et les produits du beau volcan éolien.

On peut considérer le Stromboli comme le promontoire nord-oriental de l'Eolie. De tous les massifs du groupe, c'est le plus isolé. Avant tout autre, il s'élève des fonds marins et esquisse déjà sa base NO. et NE. vers 2500 et 2000 mètres de fond. A 1500 mètres, il se détache du socle de la Sicile et n'est plus relié à l'Eolie que par un isthme large d'une dizaine de kilomètres. A 1000 mètres, complètement isolé, il compte 12 kilomètres de long sur 8 ou 9 de large. Cinq cents mètres plus haut, son flanc SSO. se renfle d'une bosse qui semble un accident secondaire. Vers 100 mètres sous le niveau des eaux, le massif s'étale en terrasse de 8 kilomètres sur 4 en moyenne, puis il se subdivise; la partie nord-orientale se relève insensiblement

vers son centre, puis surgit jusqu'à 56 mètres hors des eaux, en un îlot aride et noir, Strombolicchio, Stromboluzzo, Strombolino ou La Pietra. L'autre partie, plus importante, constitue le Stromboli proprement dit.

La masse de la grande île jaillit directement des flots sous la forme d'une pyramide à base trapézoïdale avec 4 1/2 kilomètres du SO. au NE., 3 1/2 au côté sud-occidental, 2 1/2 au côté nord-oriental. Ses flancs rigides, aux pentes d'environ 30 degrés, ont à peine la courbure de plus en plus accentuée générale aux monts volcaniques, et c'est péniblement que les habitations se sont installées sur les contreforts inférieurs, entre deux lignes de falaises.

L'armature de l'île est constituée par deux crêtes : au S., la Serra di Vancori ou Tempore de Bruciato dentelée, longue de 5 à 600 mètres, arrondie en croissant de 3 à 400 mètres de rayon, ayant son culmen à 926 mètres d'altitude, reste évident d'un ancien cratère; au N., une croupe, longue, ondulée, mais à peine incurvée, de près d'un kilomètre d'étendue, haute en moyenne de 850 mètres, de 912 à la Cima dello Stromboli, et dirigée à peu près selon la direction générale de l'île. Cette échine qui, d'un côté, s'incline assez brusquement dans la fosse de 800 mètres d'altitude et de 300 mètres de largeur, qui la sépare de la Serra di Vancori, descend de l'autre, c'est-à-dire le N., en trois ou quatre petites dépressions limitées par des crêtes transversales. sur une étroite terrasse d'environ 700 mètres d'altitude. C'est sur cette terrasse, à 3 ou 400 mètres au N. de la Cima dello Stromboli, que se trouvent, et que se sont probablement toujours trouvés dans la période historique, les cratères du volcan et, notamment, la belle et large cuve, toujours bouillonnante depuis plus d'un siècle. La chaudière, à peu près circulaire, de 130 mètres de diamètre, est bordée au S. par un amphithéâtre rocheux semi-circulaire, terminé aux extrémités par deux rochers imposants, les « Torelle », généralement hors de l'atteinte des éruptions, mais, au nord, le bord cratérique s'abaisse fortement et se trouve presque au niveau du fond de la coupe qui, d'ordinaire, est à environ 20 ou 30 mètres plus bas que le bord méridional [TEMPEST ANDERSON].

De toute cette région supérieure, creusée et ridée, de la terrasse et du bord septentrional du cratère, s'affaisse directement à la mer la fameuse « Sciarra del Fuoco », dont le nom semble le méridional équivalent du septentrional Skar, Scar. Sguur, Sguïr, et doit

avoir à peu près même signification, blessure, bagarre; c'est un talus formidable et uni, composé de cendres et de scories et nervuré de laves; énorme avenue, large de 8 à 900 mètres, longue de plus d'un kilomètre, dont les 35 degrés d'inclinaison ne permettent pas aux produits rejetés de s'arrêter et les forcent à rouler en avalanche à la mer. De chaque côté, cette vaste pente est bordée par deux falaises abruptes : Filo di Sciarra à l'Est, Filo di Barcuna à l'Ouest, nées sur les côtés de la terrasse, aux extrémités cahotiques des crêtes suprêmes et plongeant le long des pentes, s'espaçant peu à peu jusqu'à avoir près de 1 000 mètres au niveau des flots. Nul doute qu'elles se prolongent encore longuement sous les eaux.

L'homme a pu, sans danger, s'établir à Stromboli, du moins dans la région basse et aux versants stables du mont. Les villages de pêcheurs et de cultivateurs se sont développés sans crainte; San Bartolo et San Vincenso au NE., Ginostra au SO., soit actuellement 2 ou 3 000 habitants, et l'on n'y connaît d'ordinaire les éruptions que par les trépidations du sol et la réverbération du ciel, rarement par une légère pluie de cendres. Des jardins, où croissent les figuiers et les palmiers, entourent les habitations; les vignobles et les plans d'oliviers et de cyprès montent jusqu'à 500 mètres; au delà poussent encore quelques hardis genêts, mais, à 600 mètres, toute végétation a disparu ; c'est le domaine des vents et du feu. Toujours, une nuée de vapeur entourant le sommet du mont, soit qu'elle résulte des condensations atmosphériques, soit, ce qui est le cas le plus général, qu'elle s'élève des cuves éruptives, se déroule en écharpe que le vent entraîne. Il y a, parfois, bouffées vigoureuses de cendres fines, explosions, rougeâtres le jour, embrasées la nuit, en tous cas, manifestations incessantes qui font du Stromboli le « Phare de la mer Tyrrhénienne ».

Tous les chercheurs qui ont visité Stromboli, tous les voyageurs qui ont vu sa silhouette se dresser comme une tente sur la mer, tous les auteurs qui d'après des sources diverses s'occupent du volcan, en parlent comme d'un volcan toujours actif, au moins toujours couronné par une écharpe vaporeuse. Malgré la lacune du moyen âge, dix siècles de silence, et celles toujours inférieures à 100 ans qui, avant et après, séparent deux relations quelconques, on peut être certain que, depuis plus de 2 300 ans, le foyer sous-iacent du volcan n'a cessé d'être en relation avec l'extérieur. Les notes de Bylandt-

Palstercamp qui, après le tremblement de terre de 1832, dit le volcan « endormi », celles de Hovey et Reid qui, au printemps de 1897, trouvèrent le Stromboli « en repos des plus parfaits », ne sont probablement que la constatation des courtes accalmies qui, d'après Mercalli et Arcidiacono, précèdent souvent les grandes éruptions ou les suivent immédiatement. En tous cas, on ne connaît au Stromboli aucun arrêt même comparable à ceux qui interrompent pendant quelques mois ou quelques ans, deux périodes vésuviennes. La *permanence* est le grand caractère de l'activité historique du Stromboli.

Mais si jamais l'arrêt n'est complet pendant une longue durée, jamais non plus on n'a signalé de paroxysme comparable à celui du Krakatoa en 1883, ni même aux éruptions ordinaires du Vésuve. Et il n'est pas douteux qu'un événement quelque peu retentissant eût laissé de traces dans les écrits, les traditions ou les légendes, même à l'époque médiévale. L'activité strombolienne a donc gardé pendant le cours de l'Histoire une *violence moyenne.*

Nous ne savons pas quelles étaient la forme et la disposition des orifices volcaniques au temps de Rome ; les Classiques ne parlant que du seul dynamisme et encore superficiellement. En 1770, Brydone place la grande cuve en sa position actuelle; Spallanzani fait de même en 1788 et rapporte, d'après le témoignage des habitants, que depuis un siècle au moins, la chaudière n'avait pas changé. Ainsi nous pouvons être certains que, depuis plus de 200 ans, les manifestations stromboliennes ont eu lieu dans cette ouverture principale. Bergeat considère les trois petits orifices alignés à l'Ouest comme plus récents que la grande cuve, et seuls les auteurs de ces quelques dernières décades parlent de leur activité, mais il est possible qu'ils existaient déjà au temps de Spallanzani, ou antérieurement même, et que ce soit leur petitesse, ou leur repos, qui les aient laissés passer inaperçus. En tous cas, pour la période connue assez sûrement, les changements d'activité paraissent n'avoir consisté que dans les variations des fumerolles et solfatares de la terrasse supérieure, le nombre, la disposition, le dynamisme des « apparato eruttivo », bouches qui s'ouvrent dans le grand cratère, parfois éruption des quatre bouches à la fois, ou encore rupture des flancs du grand massif avec explosion ou effusion latérale.

Les plus faibles manifestations de l'activité strombolienne se traduisent par les jets de vapeur de la terrasse et des crêtes supérieures,

déposant au bord des fissures d'où elles s'élancent, du soufre, du salmiac, de l'alun, etc..., et dans le grand cratère, par des bouffées intermittentes de gaz et de vapeur cendreuse, dont les reflets rouges laissent deviner la masse incandescente sous-jacente.

Généralement, c'est du moins le cas le plus souvent observé, l'activité se manifeste par l'oscillation de la lave dans une cheminée du grand cratère, sa montée et son retrait consécutifs, avec explosion à son altitude maximum, en même temps que l'une ou l'autre bouche voisine du même cratère, parfois plusieurs à la fois, laisse fuser les fumerolles, lance des bouffées de vapeur, ou fontionne d'une façon à peu près semblable.

La masse brûlante, à l'aspect de bronze en fusion, monte vers l'ouverture, tantôt plus, tantôt moins rapidement, bouillonnant et ronronnant de plus en plus tumultueusement; puis arrivée au plus haut de la montée, une portion du magma, soulevée par d'énormes bulles, se détache avec un bref coup de tonnerre, explose, comme une gerbe aux rayons divergents, en mille fragments noyés d'une légère vapeur, qui retombent soit dans l'orifice, soit sur les talus extérieurs, quelques secondes après. La lave de la cheminée s'affaisse cependant, avec un faible crépitement ou même sans bruit perceptible, mais elle revient bientôt bouillonner, exploser encore, retomber, puis remonter à nouveau en un rythme continu.

Cette masse de lave qui gicle, pulvérisée jusqu'à quelques dizaines ou quelques centaines de mètres au-dessus de l'orifice, prend surtout la forme de blocs pâteux qui s'applatissent sur le sol, de scories et de fragments de scories, de lapilli, qui sont surtout des cristaux d'augite, de bombes et d'arènes. Tous produits vitreux incandescents, provenant directement du bain lavique, très basiques, riches en aiguilles et filaments pareils aux cheveux de Pélé. La cendre n'apparaît pas toujours et la vapeur est blanchâtre et peu dense. Brun prétend qu'elle ne provient pas du magma et que la lave du volcan est absolument anhydre.

Le phénomène explosif de cette éruption, la seule projection de matériaux clastiques, fluides et incandescents, a depuis longtemps servi de type. On le considéra d'abord comme l'expression de l'explosion modérée, opposé au type plinien qui caractérisait les explosions violentes. Actuellement encore, il est resté un des 4 ou 5 modes éruptifs les plus importants, codifiés par les volcanologistes. Il est

assez commun au Mauna-Loa, au Vésuve, où il atteignit parfois, comme en 1779 notamment, une ampleur majestueuse, et en général à la plupart des volcans à magma basaltoïde comme le Stromboli [MERCALLI].

La lave qui oscille dans la cheminée, avec une amplitude que quelques savants ont pu évaluer à une dizaine de mètres, n'apparaît pas toujours à l'ouverture; soit qu'elle reste trop bas, soit que les vapeurs qui encombrent le cratère la cachent. Mais le rythme de l'explosion, le bruit répété que fait l'éclatement de la lave et surtout la lueur rougeâtre et momentanée de la partie projetée, prouvent l'oscillation du magma sous-jacent. Parfois, au contraire, la masse de lave projetée est si épaisse qu'elle semble former une coulée, et si la bouche se trouve au bord septentrional du cratère, une lave embrasée se répand sur la Sciarra.

La venue de la lave au dehors, assez rare d'ailleurs, n'indique pas toujours une plus grande violence dans le dynamisme; le contraire serait plutôt constaté. En général, les éruptions normales projettent les matériaux entre quelques mètres et quelques cents mètres de hauteur. La centaine est la moyenne.

Le rythme de telles éruptions du Stromboli varie beaucoup; l'intervalle après lequel l'explosion se reproduit peut être très constant pendant une certaine durée, comme en 1836 par exemple, où, d'après Abich, toutes les 6 ou 7 minutes la lave venait lancer régulièrement sa gerbe embrasée, et comme en 1889, où, d'après Mercalli, les explosions se succédaient à des intervalles d'une seconde et formaient une véritable fontaine de feu. D'autres fois, c'est le cas le plus fréquent, l'intervalle est très irrégulier et peut varier, de 4 à 21 minutes, ainsi que Sainte-Claire Deville le constata en juin 1855; de 2 à 40 minutes, selon la relation de Mallet en 1864. Constant ou variable, on peut fixer la moyenne de l'intervalle à 10 minutes.

Les variations, dans la force explosive et dans le rythme du dynamisme d'une bouche, se compliquent de celles des bouches voisines, dans le grand cratère strombolien.

Dans le fond cahoteux de lave plus ou moins solidifiée, des fissures s'ouvrent et se ferment, des bouches se forment, larges en général de quelques mètres, parfois 15 et même 20, des cônes de même importance s'édifient, tous orifices variant sans cesse, par le nombre, les dimensions, l'emplacement et le dynamisme. Ils sont deux ou trois en

moyenne, mais le nombre peut s'élever jusqu'à 7, comme le constata Donatis en 1830, sans compter les orifices de fumerolles qui peuvent être plus de 100.

Parmi les états les plus caractéristiques, observés, de cette activité complexe, il faut citer celui signalé par Spallanzani en 1788 :

« Au bord ouest du cratère, de nombreuses fumerolles déposent des auréoles de sels jaunâtres; au bord E. une bouche, large de 12 pieds, lance une colonne continue de vapeur; au centre une autre bouche fait des éruptions normales à quelques minutes d'intervalle. » Un autre état complexe fut observé par Hoffmann à la fin de 1831 : « Le cratère avait 3 bouches; la plus large au centre donnait de la vapeur seulement; une autre, au bord de la Sciarra projetait, faiblement mais constamment, de la lave; la troisième au SO. dans laquelle la lave oscillait de 5 à 6 mètres, avait des éruptions normales à intervalles d'une seconde. »

En 1844, de Quatrefages vit 6 bouches distinctes dans le grand cratère et de dynamisme à peu près indépendant : deux donnent exclusivement de la vapeur; une troisième, à l'E., ont de petites explosions de blocs ardents; des trois autres, situées au SE., deux ont des éruptions normales simultanées, à intervalles de 5 à 6 minutes et lancent les projectiles à 100 mètres, l'autre a des éruptions plus violentes, projette les matériaux deux fois plus haut, à des intervalles de 10 à 12 minutes. Le 1er mars 1899, Mercalli aperçut 3 petits cônes actifs; celui du centre formait une vraie fontaine de feu par ses explosions à intervalles de peu de secondes; celui du couchant explosait à des intervalles variant entre 3 minutes et une demi-heure; celui du levant fit deux seules explosions en une heure et demie d'observation.

Telle est l'activité ordinaire du Stromboli.

De loin en loin, à des époques irrégulièrement espacées, en général de peu de mois, comme on a pu le constater dans ces dernières années d'études assez minutieuses, le Stromboli accentue son activité par une phase explosive, plus violente, brève et imprévue, que les insulaires appellent les *scatti* du volcan et que Mercalli considère comme type explosif particulier, et qu'il nomme *mixte*. Ces éruptions sont toujours accompagnées de secousses du sol sensibles dans toute l'île et de détonations qu'on entend jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de distance. Aux blocs et scories brûlants des éruptions normales se

joint une grande quantité de blocs, de cendres et d'arène laviques, c'est-à-dire provenant d'anciennes laves, et c'est là ce qui leur donne leur caractère particulier. La nuée qui s'élance pendant telle éruption plus riche en cendre, paraît plus noire et dense que les autres; les lapilli et la cendre tombent sur toute l'île, détériorant quelque peu les cultures mais causant rarement des accidents.

Dans la période antérieure aux recherches de Ricco, Arcidiacco, Johnston-Lavis et surtout Mercalli, on ne signale que rarement des éruptions de ce genre, évidemment à cause des rares observations faites. Farzello en 1558 parle d'une éruption qui détruisit les plantes.

En 1788, le 1er ou le 2d jour de mars, toute l'île trembla, l'air vibra, la cendre tomba à 2 milles du cratère, dit Spallanzani. D'autres furent signalées en octobre 1822, en 1831, en 1850, en octobre 1855 et juillet 1856, en 1865 durant l'éruption de l'Etna, en juin 1874, en 1879, le 5 février, où la montagne rugit et fut entendue de Vulcano, lança une fumée extraordinaire; la pluie de cendre fut telle que la mer, au pied de Sciarra, disparut sous une sorte de tapis uniforme [MERCALLI, A. PICONE].

La phase la plus violente de l'activité strombolienne, est l'éruption latérale. Très commune au Vésuve, elle est ici exceptionnelle. Dans ce cas, en même temps que le dynamisme s'accentue dans la grande cuve, les 3 petits cratères alignés à l'ouest de cette chaudière principale entrent en éruptions, ou bien le flanc de Sciarra crève et donne passage aux éjections ou à la lave. En 1894, par exemple, le 11 octobre, Bergeat a vu le spectacle admirable des quatre bouches lançant simultanément leurs produits jusqu'à au moins 250 mètres de hauteur. En 1887, le 18 novembre, Johnston-Lavis, constata que cinq bouches latérales s'étaient ouvertes dans la Sciarra, à une centaine de mètres au dessous de l'ourlet du cratère, mais sans éjection de lave [*Nature*, 1889].

Les habitants de l'île assurèrent à Scrope, qu'en hiver les éruptions sont quelquefois plus violentes et que le flanc de la montagne immédiatement plus bas que le cratère est alors occasionnellement déchiré par une fissure qui décharge de la lave.

Il faut joindre à ce mode éruptif, peut-être même placer en un mode plus violent, l'explosion excentrique semblable à celle de 1760 au Vésuve, qui survint d'après quelques notes vagues de Spallanzani en 1744 : Une *secca*, banc sous-marin, se forma dans la mer au pied

de la Sciarra, qui s'éleva peu à peu, même au-dessus des eaux, pendant quelques mois, puis graduellement disparut. En 1768, Hamilton rapporte que des laves descendaient le long de la Sciarra et, par des gravures, indique que non seulement le cratère et la région NO. de Stromboli étaient en activité violente, mais encore que deux orifices du flanc SO. de la montagne, non loin de Ginostra, lançaient de la fumée avec abondance. Brydone relate qu'en 1770, le volcan était plus actif qu'ordinairement et qu'une éruption sous-marine eut lieu dans les environs, mais il ne précise pas l'endroit [JUDD].

Trop de lacunes interrompent la période d'observation du Stromboli, et, par suite, trop de phases sont inconnues pour qu'on puisse essayer de découvrir, comme au Vésuve, dans la succession des divers états du volcan, dans la revenue de ses époques de grandes éruptions, une périodicité quelconque. Encore moins connaît-on un développement général de cette activité durant la période historique et une augmentation perceptible de volume. Il semble toutefois que, plus que le Vésuve, le Stromboli garda un même dynamisme. « Ses éruptions, très inférieures à celles de Vulcano en intensité, l'emportent beaucoup par l'éclat et la splendeur des feux. » Ces notes de Strabon sont encore parfaitement exacts aujourd'hui.

Comment expliquer ce dynamisme strombolien? Mallet, un des premiers, tenta de répondre. Mais les mesures sur lesquelles il se basait et le peu d'observations, ne pouvaient permettre une solution; il considérait le volcan comme un geyser.

D'après Mercalli, la permanence d'activité du Stromboli serait due à la grande fusibilité du magma, basalte doléritique de 50 p. c. de silice, à la facile pénétration de l'eau dans le conduit volcanique qui est en grande partie submergé, et au peu d'élévation de la colonne lavique sur le niveau de la mer. D'après le même auteur, la violence des explosions mixtes, généralement précédées d'une petite accalmie, est due à l'obstruction des conduits, qui retarde les éruptions ordinaires et en augmente la force. Mais comment expliquer le rythme et comment surtout les rythmes si différents de deux ouvertures ou plus, distantes de quelques mètres?

Une affirmation courante nous dit que le Stromboli est un infaillible indicateur « pour les marins », grâce à l'abondance et la direction de ses vapeurs et de ses flammes. Sous une autre forme, la

légende d'Eole, le dieu des Vents, établissant son trône au milieu des flammes du Strongyle, présente la même signification (Odyssée X).

Quelques observateurs, notamment Dolomieu, admettent jusqu'à un certain point la valeur de la légende en disant que l' « inflammation » du volcan est plus grande en hiver qu'en été et à l'approche des orages que pendant les calmes. Scrape et Judd rapportent, d'après le dire des habitants de l'île, que le volcan reste parfois ***deux heures*** sans donner explosions l'***été***, alors que, l'***hiver***, les explosions sont très violentes et très nombreuses et projettent les pierres jusque dans les régions cultivées.

W. Meyer croit aussi ou, du moins, affirme que le volcan est un baromètre, qu'il lance ses cendres et ses bombes d'autant plus violemment que la pression de l'air est moindre et vice versa. Toutefois, les observations plus fréquentes et poursuivies pendant une plus longue durée établissent que l'énergie du Stromboli ne s'accroît nullement en proportion de la baisse barométrique et que le phénomène contraire serait plutôt à attendre [A. BERGEAT, ***Zeits. Deuts. Geod. Gers.*** Berlin, XLVIII, Band, 1896, p. 153-168]. Du moins, le volcan peut-il être considéré, jusqu'à un certain point, comme un hygromètre, puisque « les vapeurs sont plus ou moins visibles en proportion de l'humidité de l'atmosphère ». [J. JOHNSTON-LAVIS ***Nature***, 1889; BERGEAT.] En outre, le Stromboli sert aussi de girouette, en sorte que les marins peuvent utiliser les indications du volcan en une certaine mesure, sans y voir, comme autrefois, le siège des vents et des tempêtes.

Pendant les journées tranquilles, le Stromboli pousse fréquemment des nuelles en un ruban d'une « longueur incroyable ». On les voit parfois du détroit de Messine. Les marins considèrent ce phénomène comme un signe de beau temps [LUDWIG SALVADOR, ***Die Liparischen Inseln***].

Pris dans son ensemble orographique, le massif strombolien forme un volcan double comme l'Ararat, Stromboli et Strombolicchio. Mais on ne connaît pas la structure de Strombolicchio, ni surtout celle de son socle, et ce n'est que tout récemment qu'on a pénétré, avec quelque précision, la composition du massif pyramidal qui termine, au-dessus des eaux, la masse sud-occidentale du système. La disposition des couches et des coulées, les accidents qui les boule-

versent et la nature des produits ont révélé, pour cette partie du Stromboli, une histoire assez mouvementée, de grandes phases régulières, interrompues par plusieurs époques, de grands bouleversements.

La majeure partie de l'île révèle un grand volcan régulier, la Somma du Stromboli, formé de coulées de laves et d'assises de produits meubles (sables, cendres, lapilli, bombes) alternant en bancs de plusieurs mètres et se disposant radialement autour de la Serra di Vancori. partie méridionale d'un ancien cratère. C'est un ancien massif, à la fois explosif et effusif, ayant peut-être eu des éruptions latérales, comme semblent le prouver les nombreuses indications d'orifices aux flancs [JUDD]. Tous ses matériaux sont des andésites à pyroxène, où se montrent aussi l'hyperstène, la biotite, la hornblende, quelquefois l'olivine. Abich leur donne 61,78 p. c. de silice.

Un bouleversement considérable a dû clôturer la grande phase d'activité qui édifia ce premier massif, ou commencer une seconde, comme l'indique l'écroulement de la partie septentrionale du cratère. Des laves et des tufs, de nature basaltique, basalte normal. de 50 à 52 p. c. de silice, tranchant sur l'andésite, par la couleur plus sombre, noire même, les coulées plus minces, l'aspect plus frais, se disposent aux flancs de la face NO. de l'île, sur quelques cents mètres de chaque côté de la Sciarra dont elles forment les falaises, et le long des rivages marins du NE. et du SO. pouvant, en certains endroits, atteindre une épaisseur de 50 mètres. On retrouve les tufs au pied de la crête que domine la Cima delle Stromboli sous les produits plus récents. Il s'agit là, évidemment, d'une seconde période éruptive. Après l'écroulement du bord cratérique, la cheminée se déplaça légèrement vers le N. et des flots de laves et de scories dégorgèrent de la nouvelle bouche. Arrêtés dans la partie méridionale par la haute crête de Vancori, ils ne peuvent se répandre que du côté tourné vers la mer Tyrrhénienne et couvrirent de leurs couches superposées ce flanc de la montagne. Probablement un cône s'est-il bâti durant cette période, comme un Vesuvio dans la grande enceinte, mais les indices en sont aujourd'hui trop cachés pour qu'on puisse le reconstruire, même par la pensée.

C'est peut-être à cette époque que se formèrent les basaltes qui composent le rocher de Strombolicchio; basaltes un peu plus voisins de l'andésite augitique, riche en olivine, augite, plagioclase, magné-

tite, biotite et hornblende, auxquels Abich a trouvé 58,88 p. c. de silice, 9,25 d'oxyde de fer. Bergeat, toutefois, y voit les plus anciens produits du massif strombolien.

La Sciarra témoigne d'un autre bouleversement formidable, survenu après cette seconde phase strombolienne. Non seulement le cône supérieur fut disloqué, mais tout le flanc NO. s'effondra entre les deux bords rectilignes des Filo, et Bergeat suppose probable la formation, à cette époque, des quatre bouches actuelles du Stromboli. Il y a donc encore un petit déplacement des cheminées vers le nord.

Tous les matériaux volcaniques du Stromboli, autres que les andésites primitives et les basaltes de la seconde période, ressemblent aux produits actuellement rejetés par le volcan. Ce sont également des basaltes, plus basiques toutefois que les précédents ; ils ont 50,25 p. c. de silice, 10,55 d'oxyde de fer, 11,16 de chaux, d'après Abich ; d'après Ricciardi, une lave de 1891, qu'il appela dolérite, avait 50 p. c. de silice, 9,10 d'oxyde de fer, 10,81 de chaux. Ces produits durent être rejetés par les bouches actuelles ou par des orifices voisins et de dynamisme pareillement modéré, car on ne les trouve que sur la pente du Sciarra, sur la crête et jusqu'à mi-flanc des autres versants du massif.

Les dépôts quaternaires récents, petites couches de produits volcaniques remaniés, n'occupent que les parties inférieures du volcan, un peu à l'angle NE. et un peu au pied SO.

En résumé, le Strombolicchio mis à part, la partie connue du massif strombolien présente une grande simplicité d'allure, une grande constance dans la position de sa cheminée, à peine déplacée pendant le cours de son histoire, une expansion régulière de laves et de produits meubles autour de cet axe. Il y eut trois phases principales d'activité, séparées par de grands bouleversements. Parlant avec la réserve qu'il convient d'un volcan qui n'a pas dit son dernier mot, ces trois phases diminuent en importance, par le rendement des produits rejetés, probablement par la dimension des orifices, et l'ampleur des phénomènes. De plus, à chacune d'elle correspond un petit changement dans la nature des produits, une diminution graduelle du degré d'acidité. On ne peut dire avec certitude l'origine du Stromboli, ni ses relations avec les phénomènes tectoniques et volcaniques du voisinage. En tous cas, le volcan avait déjà, au quaternaire récent, à

peu près sa forme actuelle, puisque des dépôts de cet âge couvrent ses produits; il se souleva d'environ 100 mètres depuis cette époque.

Panaria est le nom de l'île principale du groupe qui couronne le second massif éolien. La grande île et la poussinière d'îlots qui lui font cortège ne donnaient pas suffisamment l'idée d'ensemble, jusqu'à présent, pour qu'on les désignât sous un terme collectif.

Ni par la forme, vaguement connue, ni par la structure, moins connue encore, ni par l'activité, presque nulle, le groupe de Panaria n'eut grande influence en volcanologie; à peine était-il cité pour la grande acidité de ses produits. Mais les sondages et les recherches modernes ont révélé une belle cohésion orographique du socle sous-marin, une grande variété de structure des parties émergées. En revanche, la grande importance que lui donnaient les géologues depuis Dolomieu, en le considérant comme le massif le plus ancien de l'Eolie et le plus central s'atténue, disparaît même devant les découvertes des savants actuels. Les Classiques citent à peine la grande île, si c'est, en effet, à Panaria qu'il faut attribuer leur appelation d'Evonyme. Ce n'est que depuis la fin du dix-huitième siècle que quelques chercheurs ont sérieusement traité du petit archipel; les meilleures relations nous viennent de Dolomieu, Spallanzani, Ferrare, Hoffman, Abich, Salino, Cortese, Sabatini et surtout Bergeat.

Le massif de Panaria est situé à distance égale de Stromboli, Salina et Lipari. C'est l'individualité éolienne qui, malgré son grand nombre de petites îles, montre la moindre surface de terres émergées, mais, par son soubassement, c'est aussi le massif le plus largement étalé; on peut lui donner 25 kilomètres de diamètre à la base.

Il commence à s'élever par 1 500 mètres de fond, mais, tandis qu'au NE. une couche d'eau de 1 300 mètres d'épaisseur sépare Panaria de Stromboli, au SO, vers le groupe central de Salina, le seuil est à 800 mètres sous la surface de l'eau. A cette profondeur, le massif est vaguement triangulaire, un angle pointant vers Stromboli, un autre vers Salina, le troisième au SSE. La courbe de 100 mètres de profondeur a la même disposition générale et cerne la terrasse de 10 kilomètres de côté qui termine le grand socle; plus haut, viennent les systèmes secondaires.

A l'angle SSE. une butte de 2 kilomètres de diamètre s'isole et forme le Secca dei Pesci dont la pointe se termine à 31 mètres sous les

eaux. A l'angle NE. émerge une île, Basiluzzo, de forme elliptique, de 7 à 800 mètres E-O. sur 500 mètres N-S., et à 100 mètres plus à l'ouest, le petit récif de Spinazzola. Basiluzzo s'élève de toutes parts en falaises, assez basses à l'E., de plus de 100 mètres à l'O., où le culmen de l'île atteint 165 mètres. Le plateau, de pente assez régulière, porte quelques habitations et de maigres cultures de céréales et de légumes.

A près de 2 kilomètres à l'OSO. de Basiluzzo, on trouve un bas-fond de 35 mètres, sommet d'un bombement ovalaire assez régulier.

A mi-chemin entre Basiluzzo et le Secca dei Pesci, une série d'îlots et de bas-fonds dessinent une enceinte de 2 kilomètres de diamètre, reste évident d'un cratère submergé dont la muraille S. est la mieux conservée : Lisca Bianca à l'E., 250 mètres de largeur et 29 mètres de surrection; Bottaro; Lisca Nera au SE.; Dattilo au SO., grand comme Lisca Bianca, mais haut de 108 mètres; les quatre rochers de Panarelli au NO., forment le cercle de pointes émergées.

Les Lisca ne sont séparés de Panaria proprement dit que par des fonds de moins de 50 mètres, et encore un groupe de 4 ou 5 îlots, les Formiche se trouvent-ils à mi-chemin.

Panaria forme un parallélogramme de 2500 mètres sur 1800, allongé NNE.-SSO.; une forte échine dont le point culminant est à 420 mètres d'altitude, au Pizzo del Corvo, se développe dans le sens de la longueur, à proximité de la côte ONO. sauvage et abrupte, tandis que le versant opposé tombe en pente douce, divisée en deux zones par une ligne de falaises : la Regione Soldata, surtout plantée de vignes, et la bande littorale portant quelques habitations parmi des cultures de céréales et des jardins d'oliviers.

Les savants des deux derniers siècles, jusqu'à Judd et même Suess, considéraient Panaria et les îlots voisins, d'après leur disposition plus ou moins circulaire, comme une vaste chaudière volcanique de 4 ou 5 kilomètres de diamètre et Abich en parle même comme d'un cratère de soulèvement. La connaissance de l'orographie sous-marine et celle de la structure et des produits, plus précises depuis les explorations de Bergeat, permettent de regarder plutôt le massif de Panaria comme formé par plusieurs appareils, bien distincts à maints égards, greffés sur le même socle.

Il n'est pas douteux que le Secca dei Pesci constitue un appareil à

part; son isolement et sa forme conique régulière suffisent à le prouver.

De même, le cratère de Lisca est parfaitement distinct. Toutes les petites îles qui le composent, laves ou tufs altérés, sont d'ailleurs à peu près de même nature : andésites à hornblende, plagioclase, augite, sanidine, hyperstène et biotite, auxquelles Abich donne 57, 67 p. c. de silice.

Basiluzzo est un fragment de volcan dont le cratère devait se trouver légèrement à l'ouest de l'île actuelle. Le massif est très distinctement formé par deux zones de matériaux s'inclinant vers l'orient selon la pente générale du sol : en bas des masses peu distinctes et incohérentes qui semblent des laves tourmentées, au-dessus une couche massive de roche, où se voient quelques indices de colonnade. De même qu'à la Spinazzola, la roche est une liparite magnifique; C'est une rhyolite passant à l'obsidienne, rougeâtre, riche en feldspath triclinique avec biotite, sanidine et pyroxène. Abich lui a trouvé 67,09 p. c. de silice, et 69,87, d'autres 70,10, Bergeat enfin 72,19; donc une des roches les plus acides connues. Vers le haut, cette obsidienne cède la place à une ponce, dont Bergeat dit n'avoir trouvé d'analogue qu'au Cerro Quemado de Guatemala.

Les Formiche sont une pustule secondaire — à moins qu'ils ne soient un filon dénudé —; ils sont composés d'andésite à hornblende et à augite.

Panaria est, dans sa partie visible, une masse de lave compacte et homogène, ne montrant aucune structure, si ce n'est en quelques endroits des apparences de colonnade. La roche est d'après Bergeat une andésite à hornblende avec plagioclase, parfois orthoclase, augite claire et hyperstène, en certains endroits de l'olivine même; elle aurait 66,11 p. c. de silice; Abich lui aurait trouvé 64,37 p. c. et 61,39 p. c. de silice. Cette masse homogène est très rare aux Lipari et on n'en retrouve des exemples qu'au Capo Graziano et à la Montagnola de Felicudi, le second massif de la branche occidentale d'Eolie. Elle dut probablement sortir d'une fissure à l'état pâteux, effusion colossale dont on ne retrouve pas l'orifice.

Des produits meubles s'appuient sur cette masse principale dans les plaines orientales de Panaria, vers 50 à 100 mètres d'altitude, couches épaisses de quelques mètres parfois, horizontales, et composées de blocs, de lapilli, de ponces, de tufs, etc., tous matériaux

de nature voisine à celle du bloc de lave sous-jacent, mais que l'aspect clastique, indiquant l'origine explosive, permet de faire attribuer à la bouche que formait le petit archipel oriental des Lisca aux produits d'ailleurs identiques. Certaines couches de ponce de la plaine septentrionale de Panaria proviendraient, d'une manière analogue, de la bouche de Basiluzzo.

La disposition de ces couches indiquent assez sûrement que les deux orifices de l'E. et du NE. furent postérieurs à la formation de Panaria, et que Basiluzzo est lui-même plus jeune que le groupe des Lisca.

Ces tufs des basses terrasses de Panaria se sont déposés sous les eaux à l'époque quaternaire inférieur, comme le prouvent leur disposition, les calcaires et certains vestiges d'organisme qu'ils contiennent. A cette époque le volcan était donc encore en pleine activité, du moins les appareils de l'E. et du NE.. Mais il subit par la suite de grandes dislocations. De plus, les lignes d'abrasion, ainsi que les couches marines, témoignent de soulèvements qui élevèrent la côte de plusieurs dizaines de mètres.

De nos jours les seuls restes d'activité de Panaria consistent en de nombreuses fumerolles et sources diverses, thermales, sulfureuses, carboniques, autour de l'île et sur ses flancs.

Il est probable que l'homme n'a jamais connu les éruptions de ce massif; on a trouvé, d'ailleurs, dans la grande île des flèches taillées.

En somme, le massif de Panaria semble résulter de l'action combinée de nombreux appareils, dont quatre bien indiqués et sur lesquels trois sont connus par leurs produits et en partie par leur structure. Il est particulièrement intéressant de noter que la masse homogène de Panaria soit de même nature que les produits de la bouche orientale des Lisca, dont le fonctionnement semble surtout avoir été explosif. Pour les trois appareils émergés, l'activité s'est déplacée vers l'E., puis le NE., c'est-à-dire du centre de l'Eolie vers l'extérieur. L'oscillation de l'acidité est faible, elle diminue d'abord et se termine par une brusque augmentation.

Salina, l'île des Salines, doit son nom actuel aux dépôts de sel marin que l'on recueille dans les marécages de sa partie sud-orientale. Les Classiques l'appelaient *Didyma*, la Jumelle, à cause de sa double charpente qui, de loin, la fait prendre pour deux îles sœurs. Quoique

seconde des Eoliennes par ses dimensions, et même première par la hauteur, elle le cède de beaucoup en importance à la plupart des autres îles de l'archipel ; son activité est nulle, ses produits sont peu variés ; sa structure offre toutefois quelque complexité, et ses tufs de base ont été disposés par la mer en vastes terrasses.

Moins encore que le groupe de Panaria, l'île des Salines a été étudiée par les savants. Ce sont, d'ailleurs, toujours les explorations de Dolomieu, Spallanzani, Ferrara, Hoffmann, Salino, Cortese, Sabatini, et, toujours plus que tout autre, Bergeat, qui nous l'ont fait connaître.

Le massif de Salina occupe le centre des îles Eoliennes, quels que soient les alignements que l'on admette entre les bouches volcaniques de l'archipel. C'est vers la profondeur marine de 800 mètres environ que la masse générale du système est le plus nettement indiquée ; cette ligne de niveau se développe en une courbe de 15 kilomètres de diamètre, se rattachant au massif de Lipari par un pédoncule dont le seuil est à 327 mètres de fonds. Ce socle porte au N. deux buttes sous-marines, une, légèrement ovalaire, dont le sommet se trouve à 250 mètres de profondeur, l'autre de dimensions plus vastes, formant à sa base un cercle de 5 kilomètres de diamètre et s'élevant jusqu'à 10 mètres de la surface de l'eau ; c'est la Secca dei Capo, ainsi nommée de son voisinage du cap NE. de Salina.

Au sortir des eaux, la grande île forme un trapèze de 6 à 7 kilomètres E.-O., sur 3 au côté O. et 5 au côté E., bordée de plages et de falaises. Deux massifs s'élèvent, séparés par une selle de 285 mètres, le Valdichiesa, d'où fuient, vers le N., le Valle dei Giovi, devenant plus bas la belle plaine de Malfa, vers le S., le Vallonazzo et la plaine d'Arenella.

Le massif oriental est de beaucoup le plus puissant des deux « Jumeaux » ; il est lui-même terminé par un double sommet, la pyramide triangulaire de Monte Rivi, 847 mètres, au NE. ; le cône régulier de Monte Fossa delle Felci, au SE, plus haut point de l'île et de l'Eolie tout entière, 961 mètres. D'un sommet à l'autre, la distance est d'un kilomètre et la selle intermédiaire descend un peu plus bas que 800 mètres.

Le massif occidental de Salina est plus régulier que celui de l'orient. C'est un cône isolé, admirablement dessiné avec 3 kilomètres de diamètre à la base et terminé au Monte dei Porri ou Monte

Vergine, à 859 mètres, par une arête concave, arquée au NO., de 300 mètres de largeur. Deux fortes arêtes toutefois interrompent la régularité des flancs du massif; l'une au N., le Serro di Pollara, sorte de toit à faîte incliné qui aboutit à la côte septentrionale, où il domine les flots en un pignon de 250 mètres de haut, l'autre arête, d'allure semblable, vers l'ONO., dont la falaise terminale n'est que de 50 mètres moins haute que la précédente. Entre ces deux arêtes du Monte, le flanc se creuse et forme un merveilleux amphithéâtre qui, vers la mi-hauteur, a près de deux kilomètres de largeur et au bas de la pente s'étale en une plaine, large de moitié, où se dressent les habitations de Pollara.

Les pluies ont fortement attaqué les flancs du massif notamment dans la partie orientale du Fossa delle Felci, et entre ce cône et le flanc SE. de la pyramide de Rivi, où s'ouvrent profondément les ravins du Valle Castagnia. Tout autour de l'île, dans les plaines fertiles formées par les couches alluviales ou remaniées par les eaux marines, quelques cités déjà actives au temps des Grecs se sont élevées, où vivent les 7 ou 8 mille habitants actuels : Malfa au N., à l'embouchure du Valle dei Giovi, Salina au milieu de la côte orientale, Lingua à l'angle SE, près des salines, Arenella au S., d'autres, moins importantes, éparses sur les basses pentes des monts. Riches sont les récoltes de céréales dans les plaines, les « Regione » inférieures; les vignobles sont assez nombreux, ainsi que les arbres fruitiers qu'on ne rencontre en aucune autre Eolienne, sauf Lipari. Des châtaigniers, des noyers et des noisetiers couvrent les pentes. D'après Ludwig Salvator, quelques bancs de coraux sont situés au N. de l'île. Les salines de Lingua, déjà au temps de Spallanzani, approvisionnaient en sel toutes les Eoliennes.

Salina, sans tenir compte des protubérances sous-marines, considérée d'abord comme formée de 2 ou 3 appareils, en possède en réalité 4.

Le seul aspect du Fossa delle Felci indique sa nature volcanique. C'est bien là un cône éruptif, et la crête supérieure est le reste nord oriental du cratère. Très semblable au vieux massif de Stromboli par la structure et les produits, c'est un amoncellement de couches, épaisses de quelques mètres, et composées de lave, de produits meubles régulièrement superposés; Spallanzani, en 1788, concevait comme les savants modernes la probabilité d'une disposition semblable des

matériaux jusqu'au cœur du massif. Le versant oriental est presqu'entier couvert d'éjections clastiques, bombes, scories, cendres, lapilli, formant parfois une sorte de peperino ou de pouzzolane, tandis que le versant méridional et occidental est plutôt couvert de lave nue, probablement venue après l'écroulement SO. du cratère. Ce sont des andésites brunes, rouges ou blanchâtres, andésites à pyroxène à 60,29 p. c. de silice, d'après Bergeat; andésite à enstatite ou labradorites augitiques, d'après Sabatini.

Au flanc SE. du massif, près de Lingua, une petite masse de basalte sur laquelle s'appuient les andésites est tout à fait anormale parmi ces produits plus acides; Bergeat l'attribue d'ailleurs au massif de Rivi.

Le cône de Porri est un autre volcan facilement reconnaissable, par sa forme d'abord, par sa structure ensuite; comme au volcan voisin, les produits fragmentés s'étalent surtout aux versants orientaux, les laves de préférence aux flancs tournés vers l'ouest et le sud. Au flanc nord, elles ne descendent qu'à mi-hauteur, en effet plus bas elles ont été recouvertes par un produit ultérieur. Une coulée s'est avancée en plein Valle dei Giovi jusqu'à deux kilomètres du cratère. Tous ces produits sont, d'après Bergeat, des basaltes à 54 p. c. de silice.

Dolomieu pensait que le Monte dei Porri avait donné seulement des matériaux clastiques par le cratère terminal et que les laves étaient issues de ses flancs, à cause de l'absence de coulées dans la partie supérieure. Mais il est probable que la lave glissant sur des pentes raides n'a pu s'arrêter et a dû laisser à nu les environs du cratère.

La demi-vasque qui s'ouvre au flanc NO. du Monte dei Porri et dont la plaine de Pollara forme le fond, est également un orifice de laves et de cendres. Appareil à l'ouverture relativement énorme, au cône peu saillant, effrondé à l'ouest, distinct par la forme, la structure et les matériaux rejetés. Toute la partie extrême de l'arête qui clôt la grande cuve au midi, ainsi que le bord de l'île à l'angle NO. sont formés de masses d'andésites à 65,5 p. c. de silice émergeant de dessous les produits du Porri. Le fond de la coupe et toute l'arête Serro di Pollara sont couverts par des tufs blanchâtres, agglomérats de ponce de cette même roche, dont Cortese, n'ayant pu découvrir la coupe volcanique ne pouvait s'expliquer l'origine.

Les derniers matériaux du Porri recouvrent donc toute la partie

méridionale et sud-occidentale du cône de Pollara, sauf à l'angle SO. de l'île où une petite masse d'andésite émerge des laves basaltiques. De plus, c'est dans la vasque même, au NO. que d'autres coulées du Porri sont descendues. Les manifestations du cône méridional sont donc, en grande partie, postérieures à celles du cratère du nord. Mais, à son tour, par ses tufs ponceux, le Pollara recouvre dans sa partie orientale les produits du Porri et interrompt entre la mi-hauteur du cône et le bord de l'eau la continuité des laves. Si la masse générale du Porri s'éleva sur le bord du cône NO. apaisé, en revanche une dernière explosion de celui-ci succèda aux éruptions qui avaient édifié l'autre.

Bergeat considère enfin le Monte Rivi comme un quatrième appareil très vieux, très découpé, très raclé par les agents externes, mais encore reconnaissable en partie par la structure et les produits. Il est formé de couches de lave et de tufs inclinés plus ou moins régulièrement. Dans la partie supérieure et le long de la crête Serro del Piano qui forme l'angle nord-oriental de la pyramide, ainsi qu'en quelques points dans le fond des vallées, ce sont les laves qui se montrent. Les tufs couvrent surtout le versant sud-oriental jusqu'à la plaine de Salina. Au flanc septentrional, les couches volcaniques sont imbriquées et montrent que la montagne s'élevait autrefois plus haut et qu'elle subit au moins de ce côté d'énormes dénudations. Nul doute que lors de son activité, le Rivi fut en entier sous les eaux.

Tous ces produits sont, d'après Sabatini, des labradorites brunes, rouges. compactes ou poreuses, à augite ou à augite et enstatite, anorthite et labrador, passant à la dolérite par la belle cristallisation ou au basalte par la présence de l'olivine. Ce sont des basaltes à 51,5 p. c. de silice, pour Bergeat.

Le petit lambeau basaltien que Bergeat signale près de Lingura, en pleines roches andésitiques du Fossa, fait très probablement partie du versant méridional du Rivi.

Le massif du Rivi est donc à moitié caché sous le cône de Fossa delle Felci; l'activité du volcan méridional se manifesta donc longtemps après l'extinction du volcan du nord. De plus. Cortese signale à la base nord du Rivi, le long de la côte, parmi les tufs et les lapilli de ce volcan, des couches entièrement formées de fragments anguleux de ponces assez pareilles à celles du Pollara. Si ces ponces appartiennent réellement au Pollara, du moins à la partie ancienne, les

deux volcans septentrionaux de Salina sont contemporains, et leur démantèlement prouve leur vieillesse. Les deux massifs du sud, dernières éruptions de l'île, n'ont pas assez de points de contact connus pour qu'on en ait pu déduire leur âge relatif. Mais, quoi qu'en dise Bergeat, l'union plus intime entre Pollara et Monte dei Porri qu'entre Rivi et Fossa delle Felci semble indiquer une plus lointaine existence au massif sud-occidental qu'à celui du sud-est.

Sans parler des produits meubles cimentés par les eaux de pluie dans les cratères du Fossa et du Monte Porri et sur tous les flancs du Rivi, Salina est spécialement intéressante par les formations subacqueuses anciennes et récentes et les terrasses marines. Ces formations entourent presqu'entièrement l'île et s'étalent surtout dans les plaines inférieures.

Dans la partie méridionale de la plaine de Malfa et dans toute le Valdichiesa, entre 150 et 320 mètres, sur les premières pentes du terrain, des tufs sombres et très sableux représentent peut-être une période sous-marine où l'île était de 300 mètres moins haute qu'aujourd'hui; période d'arrêt, succédant au soulèvement qui exonda le Rivi, assez incertaine, probablement pliocène, où l'allure générale du relief était déjà indiquée.

Plus bas, dans la plaine de Malfa, et de la pointe NE. de l'île, à Mona, au N. du massif de Porri, une terrasse s'étend à environ 130 mètres d'altitude, formée de tufs gris et jaune-brun, identiques à ceux de Lipari et des autres Eoliennes, plus sableux toutefois que ceux de ces îles et moins sableux que ceux du Valdichiesa et surmontant en certains endroits une couche de cailloux arrondis, reposant eux-mêmes sur les produits inclinés des volcans. Quelques auteurs y ont signalé des fossiles : patelles, trochus, etc., qui tous semblent à Cortese appartenir aux espèces vivant encore dans les mers voisines. D'autres terrasses semblables, quoique beaucoup moins vastes et moins élevées, se rencontrent à Salina, à Lingua et un peu à Arinella.

Enfin, des sédiments récents, cordons marins alignés le long des côtes orientales et méridionales, convergent vers la pointe SE. de l'île. Ils ont isolé la lagune, profonde de 8 mètres, très salée et alimentée par l'infiltration de la mer à travers les débris sableux, qui fournisse de sel les autres îles de l'Eolie. Ces cordons représentent une autre étape dans le mouvement d'élévation de l'île.

Salina n'a plus d'indices d'activité, si ce n'est par quelques sources minérales près d'Arinella, et non loin de là, dans la mer, à 60 mètres de profondeur, une source dont les bulles d'hydrogène sulfuré viennent crever à la surface de l'eau et amènent, avec la fange, des algues et des poissons morts [SABATINI].

En résumé, les appareils de Salina sont d'une grande simplicité. On y voit des cônes à cratère régulier, avec cheminée centrale constante, ayant répandu laves et tufs; produits les uns de nature andésitique, les autres basaltique; mais chacun des cônes ayant épandu une seule espèce de roche. Il semble que le Rivi est le plus ancien; le Pollara succède, finalement le Fossa delle Felci et le Monte dei Porri s'édifient. D'abord basique, la roche vomie devient acide, puis retourne à la basicité primitive. Les basaltes occupent les deux angles NE. et SO., les andésites se dispersent transversalement. En même temps que les produits étaient ainsi dégorgés, le massif s'élevait peu à peu, non seulement par accumulation, mais par soulèvement général du sol. D'abord, en entier sous les eaux, il surgit progressivement, morcelé et dénudé, tandis que les volcans du sud s'édifient, puis une première étape d'arrêt laisse la mer étaler ses premiers produits remaniés. Deux autres soulèvements succèdent et deux autres périodes de terrasses. Enfin, le volcan s'éteint sans que l'homme ait gardé connaissance des manifestations volcaniques.

Lipari, massif central d'Éolie est, sinon le plus élevé ou le plus volumineux des massifs du système, du moins celui qui présente la partie émergée la plus vaste, la plus variée en relief, la plus fertile et la plus populeuse. Si l'activité y est presque nulle et n'a fourni que peu d'apport au volcanisme, en revanche le nombre des appareils est relativement considérable, leur structure et leurs produits plus variés qu'en aucune autre Éolienne. De plus, les fossiles trouvés dans ses tufs et les terrasses marines étagées sur ses flancs ont permis de retracer en grande partie son histoire et son âge et, par comparaison, celle des massifs insulaires voisins. Enfin, elle prend une importance capitale par les rapports qu'il y eut entre sa position centrale et la complexité de sa structure et de ses produits.

Plus riche en plaines généreuses que les îles voisines, par suite en population, Lipari fut évidemment une des Éoliennes les mieux

connues et les plus souvent mentionnées. Homère ne parle que de la grande île; c'est là qu'aborda Ulysse en rentrant dans ses États, accueilli par le roi Éole, dont les sujets avaient fondé une colonie florissante et une grande cité. Ce fut le successeur du roi divinisé qui donna son nom au massif; l'île désignée autrefois sous le nom de *Melogonis* ou *Meligunis* prit l'appellation de *Liparis* ou *Lipara*, sous laquelle les classiques la connurent et qui s'est conservée jusqu'à nous. Strabon, Pline et les quelques auteurs des premiers siècles ne répètent probablement que les dires d'Aristote à propos de l'activité de Lipari.

Parmi les auteurs récents, en plus des principaux explorateurs comme Spallanzani, Hoffmann, Bergeat, etc., il faut citer spécialement pour Lipari : C. Gemmellaro, R. Allan, G. Alexander, D. Galvani, F. Casoria, F. Mina, P. Calcara, A. Prestandrea, C. Gaudin. G. vom Rath, L. Bacot, P. Joso, L. Baldacci, L. Bucca, A. Streng. Iddings, etc.,.

Le massif sous-marin de Lipari forme le renflement médian de cette chaîne Salina-Vulcano dont la largeur moyenne est de 15 à 20 kilomètres et qui s'appuie sur un fond incliné, entre 1 000 mètres au S. et 2 000 mètres au N.

Resserré entre Salina et Vulcano, dont les centres sont à peine distants de 22 kilomètres et les bords de moins de 14, le groupe volcanique n'a pu s'étaler beaucoup et l'on peut fixer à 11 kilomètres et demi sa largeur propre; au delà, ses produits se mêlent au NO. avec ceux de Salina, au SSE. avec ceux de Vulcano. Les courbures des flancs sous-marins à l'O. et à l'E. indiquent pourtant un massif personnel. N'étaient les volcans du NO. et du SSE., le système liparien aurait la forme générale d'un dôme assez régulièrement circulaire, d'un peu plus de 15 kilomètres à la base, un peu plus abrupt vers l'orient et terminé dans sa partie sud-orientale par la masse insulaire au relief accidenté. Il naît vers 1 200 mètres de fond des étendues uniformes situées immédiatement au nord de la côte sicilienne. A 500 mètres il a encore 12 kilomètres d'OSO. à l'ENE., tandis que la largeur des selles intermédiaires est de 7 kilomètres et demi au N., 6 kilomètres et demi au S.

Un peu plus haut, à 327 mètres, Salina s'individualise et le flanc du massif s'aplanit fortement dans toute sa partie nord-occidentale, pour se relever avec plus de vigueur dans l'autre partie. Vers 200 mètres

sous les eaux, une petite protubérance de quelque cent mètres de largeur au flanc OSO. semble un appareil immergé. Ce n'est qu'à 10 mètres de la surface que Lipari se sépare de Vulcanello, promontoire avancé de Vulcano.

Au sortir des eaux, le massif a la forme d'un rectangle de 6 à 7 kilomètres N-S., de 5 à 6 transversalement, arrondi aux angles NO. et SO. A l'angle SE il se prolonge par une sorte d'appendice, long de 2 kilomètres et demi, large de 2. Un autre pédoncule, plus petit, se détache du corps de l'île un peu au sud du milieu de sa côte orientale et s'avance sur 2 kilomètres dans la direction de l'E., avec près de la moitié de largeur. Telle est la surface de Lipari avec 37,63 kilomètres carrés, de beaucoup la plus étendue des îles.

La hauteur de Lipari au-dessus de la mer ne correspond pas à l'ampleur de sa surface; de loin, l'île ressemble à une immense tortue, massive et ondulée. D'ailleurs, elle forme, orographiquement, une masse très compacte, à peine subdivisée en massifs distincts par des seuils ou les découpures des cours d'eau; mais que de détails pittoresques! pointes elégantes, petites plaines en terrasses, bordées de précipices, ravins profondément encaissés où sautent les eaux, fines arètes, roches surplombantes, grottes creusées par le choc de la mer, fissures d'où jaillit la vapeur, etc., œuvres des agents naturels auxquels se joignent celles de l'homme.

Presque partout sur le pourtour, l'île s'éléve assez soudainement. Ce n'est qu'en de rares endroits que de petites plages précèdent la pente du mont.

Quelques îlots entourent le grand corps vers l'ouest et le sud-ouest, récifs plus ou moins volumineux, éloignés de 500 mètres au plus des côtes, dont quelques-uns, comme la Pietralunga au SSO., s'élance comme un obélisque jusqu'à 60 mètres de hauteur.

Un des massifs les plus distincts de Lipari est le Monte Pelato qui occupe l'angle NE de l'île, appareil volcanique reconnaissable rien qu'à la forme, quoique Dolomieu et Spallanzani n'en aient pas découvert exactement la structure et l'aient prise pour une montagne double. Des vallées encaissées, une à l'ouest, l'autre au sud-ouest et au sud séparent nettement le massif du reste de l'île et lui délimitent, avec le bord marin, une base à peu près rectangulaire de 2 kilom. 1/2 à 3 kilomètres du NNO. au SSE. et de 1 kilom. 75 transversalement.

La masse du mont s'élance en forme de cône irrégulier, abrupt

dans toute la partie sud-occidentale, plus adouci, mais encore très incliné dans la région du N. et de l'E. Une énorme cuve, dite Fossa delle Rocche Rosse, occupe la partie supérieure, large de près d'un kilomètre; haute de 480 mètres au bord méridional, la falaise s'abaisse fortement de tous autres côtés, s'ouvre même complètement vers le NE. et se continue par une allée bordée de hautes parois; chaudières et dépressions sont presqu'en entier occupées par une énorme masse de pierre vitreuse, la Rocche Rosse, que Spallanzani appelait la Montagna Castagna et qui se prolonge au loin dans les flots par la Punta della Castagna, angle NE. de l'île.

Sur tout le pourtour du Monte Pelato, les eaux de pluie, affouillant les ponces, ont creusé une quantité considérable de ravins.

De loin, le Monte Pelato semble en entier couvert de neige, grâce à la couleur des ponces qui le composent, et c'est pour cette raison qu'on a donné à son flanc oriental le nom de Campo Bianco. Quelques cactus à peine se logent dans les interstices des roches. L'accès est extrêmement difficile, la pierre meuble s'écroule sous les pas, son éclat éblouit et le vent la soulève parfois en tourbillons de poussière. La mer arrache sans cesse les matériaux en battant les falaises, creuse les cavernes, arrache les ponces et les entraîne en nappes flottantes. On les retrouve jusque sur les plages de Calabre et de Sicile. L'homme aussi attaque la montagne par carrières et galeries qui fournissent presque en entier l'Europe, presque autant que Santorin.

A l'ouest du Pelato, les ravins, la côte septentrionale et nord-occidentale et la vallée encaissée et sinueuse, mais dirigée en général E-O. du Valle di Pera, limitent un autre massif, également rectangulaire, long de 3 250 mètres E-O., large de 2 500 mètres N-S., mais moins personnel que le Pelato, dans la forme de son relief : c'est le Chirica. La crête qui domine ce massif n'occupe pas le milieu de la base, elle s'étend davantage dans la partie sud-orientale ; elle s'allonge toutefois de l'E. à l'O. sur près de 1 500 mètres. Dans sa partie orientale, c'est un haut cône ou pyramide régulière dont la pointe, culmen de l'île, atteint 602 à 603 mètres d'altitude; dans sa partie occidentale, une bosse arrondie d'un peu plus de 500 mètres d'altitude, le Serro del Fico ; au centre, une légère dépression circulaire à 508 mètres au-dessus des eaux et de 2 à 300 mètres de diamètre, la Fossa delle tre Pecore.

Vers l'orient, cette crête s'affaisse en une muraille abrupte de 400 mètres de hauteur sur moins d'un kilomètre de long. Au NO., l'arête suprême se prolonge en s'élargissant en un puissant contrefort incliné, qui, vers 300 mètres, s'étale en terrasse, et enfin plonge à la mer en pentes très raides, à peine découpées de ravins. Vers le SE., un chaînon se détache de la haute pointe, le Piano de Punghi, et, gardant une hauteur de 450 mètres environ, va se rattacher au sud au massif central de l'île.

Toute la partie restante de l'île, hormis les deux appendices, garde assez de cohésion pour qu'on puisse la considérer comme un système orographique particulier, limité au N. par le Valle di Pera et la vallée qui borde le Pelato au sud ; à l'O. et au SO. par la mer ; à l'E. par la plage de Canneto ; au SE. par la plaine de Lipari et la plage arrondie qui lui sert de port ; c'est un rectangle de 5 kilomètres 1/2 E-O., 4 kilomètres N-S. Vers le centre du massif, Monte Sant'Angelo, forme un cône tronqué et terminé par une plaine circulaire de 400 mètres de large entourée vers le bord N. d'un petit ourlet dont le plus haut point atteint 593 mètres.

Au NO., les versants du massif viennent s'étaler à 400 et 300 mètres d'altitude en une terrasse de plus d'un kilomètre carré de surface ; la Contrada Castellaro, de laquelle les contreforts abrupts tombent à la mer, distante de 1000 mètres environ. Ce sont les *Timponi*, « monts au profil puissant, âpre et sévère », à peu près semblables aux flancs occidentaux du Chiricà. Au SSO. du Sant'Angelo, une autre terrasse, mais plus basse, 250 mètres, et un peu plus éloignée, garde une largeur semblable et se borde par des Timponi également, c'est la Piano Conte ; entre ces deux terrasses, le profond et complexe Valle dei Lacci entame fortement le grand corps.

Tout l'appendice oriental est formé par le Monte Rosa, qu'un seuil de quelques mètres sépare des derniers contreforts orientaux de Sant' Angelo. Il se compose de deux cônes accolés, admirablement réguliers tous deux, larges de 700 mètres à la base et dont celui de l'est, le Pizzo Mazzone, est terminé en pointe à 239 mètres ; celui de l'ouest, le Pizzo Campana, un peu plus aplati est haut de 228 mètres. La selle intermédiaire n'arrive qu'à 168 mètres.

Enfin, l'appendice méridional est très découpé quoique peu étendu. Le premier et le plus considérable de ses massifs est le Monte Giardina ou Gallina, racine de la péninsule. Dôme assez régulière-

ment circulaire d'un peu plus d'un kilomètre à la base; abrupt dans sa partie occidentale, ses flancs NE. et E. viennent mourir à la plaine de Lipari en pente douce. La partie supérieure s'aplanit un peu vers 200 mètres et se termine par deux pointes dont la plus haute atteint 283 mètres d'altitude.

Au sud le Monte Giardina est intimement uni avec un autre dôme, le Monte Guardia, plus régulier et se dressant à 86 mètres plus haut.

Un ravin profond sépare au sud le Monte Guardia d'un chaos de buttes formant la partie méridionale de l'île; on distingue le Lazzaro, la Pinta del Perciato à l'extrême S., enfin le massif cahotique des Capistrelli, long de 1 500 mètres N-S., large d'environ 500 E-O., hachuré, découpé, prolongé en mer par des promontoires et des récifs, et dont la cime dentelée atteint 132 mètres. Le vieux château et l'église de Lipari couronnent les derniers contreforts des Capistrelli.

Les alluvions apportées par les torrents dans les plaines inférieures et les terrasses de tufs remaniés, laissées aux flancs des monts par la mer en retrait, sont bien cultivées. Plus de la moitié de l'île est ainsi utilisée. Le reste est occupé par des bois ou, plus souvent, par des régions stériles reculant toutefois devant les emprises de l'agriculture.

L'île fournit du Malvoisie et des raisins de Corinthe. Mais la production en froment, en olives, en coton est également importante. Les fruits du Cactus opuntia, figuier d'Inde qui atteint jusqu'à 3 et 4 mètres de haut sont utilisés par les habitants.

En plus, le travail des carrières et quelques petites pêcheries, parmi lesquelles le corail au flanc N. du massif occupent les 1 000 habitants de l'île qui sont presque tous massés dans la ville de Lipari.

Par le nombre et les petites dimensions de ses nombreux volcans, par leur superposition et leur disposition en groupes qui paraissent avoir diminué de volume des plus vieux aux plus récents, et par les mouvements généraux d'élévation qu'il subit, le massif de Lipari ressemble un peu au massif des Campi Flegrei. Mais, par la structure et les produits, il est autrement complexe et révèle une plus grande variété de phénomènes éruptifs. Sous ce rapport, il a plus de relations avec le massif des Vulsini.

Des appareils lipariens, les uns sont bien distincts, d'autres paraissent plus rudimentaires, d'autres encore sont si dégradés qu'on

les reconnaît à peine. Leur largeur de base varie de 5 kilomètres à 800 mètres. Presque tous sont des cônes à cratère, simples et réguliers, avec cheminée centrale constante et produits mixtes régulièrement accumulés, ou des fragments de tels appareils. Quelques-uns appartiennent plutôt au type explosif, d'autres ont surtout répandu de la pierre en coulées ou en amas et se rapprochent davantage des cumulo-volcans ; un autre encore est formé d'une petite masse lavique étalée au-dessous d'un vague orifice. De plus, si dans l'ensemble la nature des produits rejetés est très variée et passe des types les plus acides aux plus basiques, chaque appareil a donné des matériaux d'une seule famille, avec, pour quelques-uns seulement, de faibles indices de transitions vers les familles voisines.

Un des appareils les plus caractéristiques est le massif nord-oriental de l'île, le Monte Pelato. C'est aussi un des plus grands et il n'est pas douteux qu'il ne se prolonge encore plus bas sous les eaux. La partie la plus ancienne encore visible semble formée par la lave de Sparanello, que quelques auteurs rattachaient à une autre bouche volcanique. C'est une énorme plaque qui borde le Pelato au S. et au SE. sur près de 2 kilomètres et atteint parfois plusieurs centaines de mètres de large. C'est le « gros filon horizontal » que vit Spallanzani et au bord duquel vient battre la mer. Cette lave est une rhyolite à obsidienne et ponce, semblable à celle de la Montagna Castagna.

Les ponces constituent probablement presqu'en entier le reste du cône volcanique. On ne voit dans les coupes des ravins et sur la face des parois cratériques que leurs couches superposées ; dans le Campo Bianco, elles s'étagent en une multitude de strates, presque horizontales, au dessus de la lave de Sparanello. Ces ponces rhyolitiques ou trachytiques [SABATINI] sont généralement blanches, parfois grises ou jaunâtres ; elles atteignent jusqu'à 15 centimètres de diamètres ou longueur. Il en est de si compactes qu'on y voit à peine les pores. C'est dans ces ponces surtout que sont creusées les 200 galeries d'exploitations qui font du Pelato le rival de Santorin, et livrent aux industriels européens 5 à 6000 tonnes de produits par an, soit pour une valeur d'environ 1 million de francs. La partie supérieure du volcan est couverte en entier par un tuf ponceux blanc, composé d'éléments extrêmement ténus, poussiéreux même ; ce tuf recouvre également tout le flanc oriental et le sommet du Monte Chirica, les

versants septentrionaux et orientaux du Sant'Angelo et même le sommet des deux cônes du Monte Rosa.

Les roches qui de la bouche du Pelato s'étendent vers le NE. et forment la Rocche Rosse sont de ***vraies coulées de pierres ponces***, chose unique en volcanologie [SABATINI]. Cette coulée a près de 1 kilomètre de largeur sur 2 de long, sans compter la partie immergée, et 30 mètres d'épaisseur. Les strates superposés indiquent les hoquets successifs de la bouche éruptive [MERCALLI]. Cette ponce est bulleuse et filamenteuse, grise à cause du bitume qu'elle contient, mais elle passe quelquefois à un verre compact, rhyolite, ou plutôt obsidienne rhyolitique, gris, à la structure fluidale et riche en filaments capillaires (yerres et émaux de Spallanzani). Ces masses apparaissent, çà et là, sur le sommet et les flancs du Pelato, luisantes et ondoyantes, entrouvertes en mille endroits. La Rocche Rosse doit son nom à un enduit vitroïde de couleur rouge.

En plus de ces masses de ponces, dans la partie N. du cratère, au pieds du Serro dell'Arena, de petites masses de lapilli indiquent un dernier effort du volcan.

En somme, le Pelato fut surtout explosif; ses laves répandues par deux fois sont à la fois des plus poreuses et des plus vitreuses. Tous ces produits, de nature rhyolitique, peut-être aussi trachytique, furent rejetés à l'air libre; aucun débris marin ne s'y mêle et aucune trace d'action marine ne s'y rencontre; d'ailleurs, des matériaux aussi légers que les ponces eussent probablement été entraînés par les courants.

Le Monte Chirica est un autre volcan. La Fossa delle tre Pecore, remarquablement circulaire, est, malgré son faible rebord, la plus belle fosse cratérique de Lipari. La pointe qui s'élance à l'E. est peut-être un cône adventif. Sous un manteau de tuf ponceux, rejeté par le Pelato, qui cache la partie supérieure et orientale, et d'un tuf brun dont nous aurons à reparler, qui couvre le reste du Chirica, les matériaux propres au volcan apparaissent çà et là : des brèches rouges, basiques, affleurent près de la haute pointe orientale, de même au Sangue Rosso, au SO. de la Fossa; dans les ravins orientaux, puis au versant N., des roches sombres apparaissent; enfin, au flanc sud-occidental du Serro del Fico, une nappe assez considérable de lave se montre à nu. Tous ces produits, tufs et laves, sont des roches à environ 53 p. c. de silice. Leur pauvreté en olivine les fait considérer par Sabatini comme une labradorite à augites, compacte, brune

ou verdâtres; par Bergeat, comme un terme de passage entre basaltes à olivine et andésites à augite.

Entre le Chirica et la mer occidentale s'étend une région indistincte quoique assez dégagée des tufs superficiels; on y voit des laves, semblables à celles du Chirica, dit Bergeat, des andésites augitiques vacuolaires à cavités pleines de calcite, dit Sabatini. S'il faut en croire Spallanzani, les coulées sont nombreuses, tantôt séparées, tantôt entrecroisées. On ne peut attribuer ces laves à la Fossa delle Tre Pecore, ni au massif d'Angelo : il est plus probable que ce sont des restes d'appareils très anciens et qu'il faille les rattacher à la chaîne des Timponi, volcans démolis qui les prolongent vers le sud.

Parmi les fragments de volcans de cette région du SO., une demi-douzaine sont assez reconnaissables, ainsi les Timponi : Valle di Pera, dell'Ospedale, Potasso, Mazzacaruso (322 m.), Purfadoli, del Carubo, etc. Ils forment tous une longue et haute muraille côtière où poussent à peine, dans le creux des vallées, quelques oliviers et de maigres céréales. Ce sont là les vestiges d'une ancienne chaîne volcanique, groupe de petits appareils, extrêmement démantelés par les agents externes, altérés par des fumerolles et des sources thermales, qui ont donné aux roches des couleurs variées où dominent le blanc et le rouge et ont formé des dépôts divers, surtout gypseux. En quelques endroits, on aperçoit vaguement des couches alternantes de laves et de produits meubles : le Mazzacaruso montre, sur son sommet, des strates plongeant au SO., et l'amphithéâtre de Bagnosecco offre quelques indices de structure cratérique.

Les Timponi sont formés de produits basaltiques, de 53 à 55 p. c. de silice. D'après Sabatini, ce sont des labradorites augitiques, compactes ou vacuolaires avec concrétions de calcite, limonite et trydimite. On trouve aussi, spécialement au N., des roches grises ou verdâtres aux multiples microlithes de feldspath et d'augite qui sont des termes de passage entre le basalte et l'andésite.

Les Timponi sont certainement les plus anciens massifs émergés de l'île. Leurs éruptions furent sous-marines car ils sont en maints endroits recouverts par des matériaux que la mer remania. Cortese les croit contemporains des basaltes éocènes et miocènes inférieurs de la Sicile; il leur trouve également des analogues en Sardaigne et en Calabre. L'effondrement tyrrhénien n'ayant eu lieu qu'à la fin du

miocène, il est probable que les Timponi ne se formèrent qu'au pliocène et même à une période avancée de cette ère, puisque déjà un grand socle s'était édifié.

Le Mont Sant'Angelo est de beaucoup le plus vaste appareil de l'île, et pourtant il touche à peine à la mer; il est presqu'en entier drapé par les tufs bruns superficiels et les tufs blancs du Pelato, mais la structure apparaît en quelques points. L'Angelo est un volcan régulier, effusif et explosif, avec laves et produits meubles rayonnant autour d'un axe central; la mer, toutefois, a largement participé à sa structure.

Au sommet, une petite plaine entourée d'un faible ourlet représente le cratère, démoli au SO. Les falaises font face à l'intérieur et les bancs de matériaux plongent vers l'extérieur. Des tufs bruns, des ponces du Pelato, un peu de terre végétale tapissent le fond de ce cratère.

Les laves et les tufs attribués à l'Angelo s'inclinent au NE. sous les produits du Pelato; au N., on les confond avec les matériaux du Chirica; à l'O. et SO., ils recouvrent les Timponi; à l'E. et au SE. enfin, ils s'enfoncent dans les alluvions de la plaine de Lipari et buttent contre le Monte Rosa et le Giardina. En général, le pendage des couches est faible, allant de 15° à l'horizontal, dans les parties inférieures.

Exceptionnellement pour Lipari, les produits de l'Angelo sont de nature variée, mais appartiennent surtout aux basaltes et andésites. Les plus anciens matériaux apparents sont des tufs assez résistants, colorés et fortement modifiés par des fumerolles et contenant des masses de lave basaltique riche en olivine; ils occupent, sur une longueur de 1000 mètres et une épaisseur maxima de 50 mètres, la côte à l'ouest du Monte Giardina, puis plongent fortement au sud; ils sont couronnés par une épaisse couche de basalte morcelée dont les fragments se retrouvent au bord de la mer. Tout ce massif est probablement contemporain des Timponi et appartient à une période très ancienne de l'Angelo ou même à un appareil inconnu, précurseur du grand volcan central.

Des tufs de nature à peu près semblable, étalés sur presque toute la base du pourtour du volcan semblent les premiers produits d'Angelo. Ils forment des couches puissantes, fortement colorées,

d'agglomérats, lapilli et cendres, fragments de plagioclase, augite, hyperstène avec nappes de basalte à hyperstène intercalées; couches tantôt sableuses, tantôt argileuses et contenant des détritus de plantes, riches en gypse qui les rend incultes, en silicates divers, opales, chalcédoines, quartz et en sulfates de fer, d'alumine, de magnésie, de potasse, évidemment dus à la circulation d'eaux souterraines et de gaz. Ces tufs sont surtout fortement représentés le long des falaises occidentale et méridionale de la Contrada Castellaro où, au-dessus de Bagnosecco, par exemple, ils ont jusqu'à 200 mètres de puissance.

De ces tufs décrits par Bergeat doivent être rapprochés les argiles si variées que Cortese signale partout dans les mêmes régions, et les sables gris, régulièrement stratifiés, dans lesquels sont intercalées de petites couches de gypse et d'argile trés fine contenant des restes végétaux où on a reconnu des plantes récentes ou du pliocéne supérieur; Laurus, Smilax. Chamerops, Quercus, etc. Ces tufs inférieurs de l'Angelo ont dû se répandre sous les eaux. Les Timponi, aux flancs orientaux desquels le volcan se dressait, formaient vraisemblablement une sorte de barre contre laquelle la mer accumulait les produits meubles, mais la présence des débris de plantes prouve qu'une partie de l'île émergeait déjà.

Sur le flanc oriental, à mi-hauteur et jusqu'au voisinage du cratère, on retrouve des tufs identiques, mais beaucoup moins altérés. Ils représentent peut-être la partie émergée de ces produits, peut-être aussi des éruptions postérieures.

La lave principale de l'Angelo est l'andésite. Toute la partie du cône qui s'étend du bord méridional du cratère jusqu'à mi-flanc est formée de coulées nombreuses d'une roche andésitique, à 56 ou 58 p. c. de silice, pauvre en pyroxène, à microlithes d'augite et de plagioclase, avec çà et là de l'hypersthène toutefois. Cette roche est assez caractéristique et de composition assez constante pour qu'on puisse rapporter au Monte Sant'Angelo tous les exemplaires semblables de l'île, n'affleurant qu'en petites masses isolées et restant d'ailleurs sur le pourtour du volcan. Une nappe, épaisse de 6 à 8 mètres, de lave à peu près semblable, plus riche en hornblende et pyroxène toutefois, étalée au pied du Timpone Quattrocchi, appartient soit à l'Angelo, soit plutôt à un massif inconnu.

Une autre andésite indique les dernières manifestations de l'Angelo; elle forme des coulées nombreuses sur le pourtour du Piano Conte,

et descend de la Contrada Varesana, au SO. du cône supérieur pour aboutir à quelque cent mètres du rivage. Cette lave qui atteint parfois 12 mètres d'épaisseur, contient 59,31 p. c. à 60,57 p. c. de silice; elle est jaunâtre, brune, rouge, même noire, d'aspect trachytique ou basaltique; elle est riche en microlithes de feldspath, avec cristaux de pyroxène et de plagioclase, et contient, comme constituants tout à fait caractéristiques de la cordiérite, du grenat et du rubis vert. Cette andésite dut sortir des orifices longtemps après les dépôts de tufs qu'elle surmonte, car ceux-ci avaient déjà été fortement découpés par la vague.

De beaucoup postérieur aux Timponi, l'Angelo débuta vers le pliocène supérieur comme l'indiquent les plantes intercalées dans ses produits. Son activité se prolongea probablement jusque dans le quaternaire. Pendant toute la durée de son histoire, il fut presqu'en entier, couvert par les eaux, car l'andésite à cordiérite elle-même est sous-jacente à des assises de tufs ponceux certainement lagunaires, sinon sous-marins. Surtout explosif au début, très expansif et plutôt basique, il devint graduellement plus effusif en même temps que diminuait le volume des produits rejetés et qu'augmentait leur acidité.

Au flanc ENE. de l'Angelo, un orifice ayant donné une large coulée, la Forgia Vecchia, semble une bouche adventive du grand volcan, mais l'aspect et la nature des matériaux ainsi que leur âge en font un appareil bien à part. Le cratère est à environ 300 mètres d'altitude et à 1000 mètres de la plage de Canneto; la coulée, large de 500 mètres qui remplit l'espace intermédiaire, est couverte de broussailles; c'est une masse sans continuité, rompue, relevée çà et là en bosses, crevassées de longs sillons profonds et irréguliers. Au fond des fissures, la roche est une obsidienne sphérolithique, rhyolitique, à 74,37 p. c. de silice, tandis que vers le haut, elle passe à une ponce grise, à grain fin, à structure fluidale, contenant quelques cristaux de fayalite et de rares fragments de feldspath. L'émission de cette lave fut probablement contemporaine de celle de la Roccherosse du Pelato; nulle part, il n'y a recouvrement des produits, les ponces du massif septentrional entourant complètement la coulée. Mais il semble que Forgia Vecchia ait eu des éruptions antérieures; des lapilli, verre amorphe mêlé à de petits morceaux

anguleux d'obsidienne, et un peu de lave liparitique s'étendent au N. de la grande coulée et sous les ponces du Pelato, et on trouve également une petite masse de rhyolite, à la fois ponce et obsidienne, à 74,36 p. c. de silice, à 100 mètres au S. de la Forgia, également sous les pontes du Pelato. Il y eut donc au moins deux efforts, séparés par la période d'éjections des ponces septentrionales.

Les deux cônes du Monte Rosa sont des appareils volcaniques réguliers, à cheminée centrale, autour de laquelle se sont accumulés laves et tufs; on voit nettement la structure à la falaise de Sciarra qu'a formée le choc continuel des vagues. Les tufs ponceux du Pelato couvrent les sommets du massif gemellé; d'autres tufs plus anciens cachent les flancs et sont tellement abondants entre Rosa et Angelo que les relations des deux volcans sont inconnues. On ne voit aux sommets du Monte Rosa aucune trace de cratère, mais le pendage des couches rend leur existence certaine. Les laves ont, presque toutes, l'aspect columnaire; ce sont, d'après Bergeat, de vrais basaltes dont un exemplaire riche en olivine avait 55,20 p. c. de silice; Sabatini les décrit comme des labradorites avec augites abondantes et fins microlithes de plagioclase.

La plupart des géologues rapprochent de l'appendice méridional de l'île les deux petites masses rocheuses à relief très découpé qui séparent la plaine de Lipari de la mer. D'après Bergeat, les caractères pétrographiques — obsidienne rhyolitique — rattacheraient ces appareils au Pelato et à la Forgia Vecchia, mais il pense que ce sont les restes d'un volcan dont la masse principale se dressait à l'orient. Il est très difficile d'admettre toutefois qu'un tel travail destructif ait pu s'accomplir sur une montagne contemporaine des volcans du NE.

Toutes les autres bosses éruptives du sud de l'île offrent des caractères assez ressemblants qui sont la faible dimension, la similitude de structure et, surtout, la composition des produits. Deux de ces massifs, un peu plus grands que les autres, montrent mieux la disposition des matériaux que l'on peut supposer identique dans l'ensemble de la péninsule.

Ce ne sont ni des volcans régulièrement stratifiés, ni des cumulo-volcans. Ils offrent plutôt l'aspect de grands amas de gros blocs, entre lesquels s'enfoncent des blocs plus petits, le tout écrasé par son propre

poids. Il y a, parfois, quelque tendance à la coulée; des masses s'agglutinent en forme rubannée, mais on ne reconnaît pas de véritables nappes. Ces matériaux, englobés les uns dans les autres, ont dû sortir lentement des ouvertures, chaque émission poussant les roches à l'état pâteux dans des masses non encore complètement refroidies des émissions précédentes. Le refroidissement devait toutefois se faire assez rapidement, car les épanchements ont eu lieu sous l'eau, comme l'attestent des restes de couverture tufacée sous-marine. Joignant à cela la viscosité de la roche acide, on comprend l'aspect abrupt de ces massifs. Bergeat désigne ces formations sous le nom de ***Schollen Krater***, appareils en forme de « mottes ».

Au Giardina, on voit par 323 mètres d'altitude une dépression, à moitié remplie de ponces et de tufs, et bordée de brèches volcaniques; on l'a considère comme un cratère. Au Guardia, il y a aussi tout près du sommet un reste de cuve. Au Capistrello, le flanc occidental s'affaisse en cuvette de 300 mètres de largeur, haute seulement de 23 mètres au-dessus de la mer et présentant, comme le Giardina, des brèches aux parois orientales.

La roche qui compose la grande masse de ces monts est une rhyolite, felsoliparite de Rosenbuch, liparite de Roth, à laquelle les géologues donnent 71,68, 73,05 ou encore 74,23 p. c. de silice; elle rappelle en plusieurs endroits les coulées du NE. Elle est assez variée, en général, et on en distingue plusieurs variétés; elle est grise, brune ou noirâtre, poreuse ou compacte; la pâte, plus ou moins amorphe, riche en sphérolithes, est parfois perlitique et de structure fluidale, d'autres fois microlithique, et contient des aiguilles de feldspath, d'amphibole, de pyroxène, etc. En certains points, le magma est imprégné de quartz. Ces rhyolites tendent en certains endroits à l'obsidienne, en d'autres points à la ponce. Aux deux massifs principaux, on a aussi signalé le passage à une trachyte augitique, gris-rosé ou gris-verdâtre, sans grands cristaux apparents, mais contenant des microlithes de sanidine, de petits grains de magnétite, des pyroxènes de 1 à 2 millimètres et, comme caractère essentiel, des grains, rares il est vrai, et petits, d'olivine.

Comparés au reste de l'île, les monts éruptifs de la partie méridionale sont dépourvus de couvertures meublee. Il en existe toutefois. La plaine de Lipari se prolonge au sud par des produits incohérents qui se relèvent de part et d'autre vers les monts dont ils forment les

talus inférieurs; aux deux angles de l'extrême sud, ils recouvrent mêmes les deux croupes; puis encore, entre Guardia et Giardina et en quelques autres endroits : Cortese, les rencontrant à l'ouest des deux grands appareils, les a nommé *tufi intercalati.* Ces produits sont surtout formés d'assises de pierres ponces auxquelles se mêlent des tufs formés de cendres, de sables volcaniques, de lapilli ponceux, de lapilli à grains d'obsidiennes, de bombes plus ou moins grosses. Alors que les ponces du Pelato paraissent vierges de cristaux, celles-ci contiennent, visibles à l'œil nu, des feldspath, des augites, des olivines, etc. La grande affinité de ces matériaux avec ceux rejetés par les volcans sous-jacents ne peut être mise en doute. Il est même parfois très difficile de fixer la limite entre le massif homogène et les couches meubles. On peut conclure que ces produits clastiques représentent les dernières manifestations des volcans de la péninsule méridionale, qui furent donc des éruptions explosives.

Ces couches de ponces se trouvent aussi, en plusieurs endroits, en dehors de la péninsule, généralement recouvertes par le tuf brun dont nous parlerons plus loin. Il semble probable que ces ponces furent rejetées alors que l'île était encore en grande partie submergée; elles prennent la place de sédiments lagunaires ou de mer peu profondes. Bergeat les considère comme des dépôts quaternaires de rivages et il a fait une étude toute spéciale des assises de ponces qui sont restées dans la position primitive et de celles que la vague a remaniées et mélangées à des produits volcaniques plus anciens.

Rien ne permet de fixer l'âge des volcans rhyolitiques du SE. En tous cas, il est probable que le Guardia et les massifs voisins sont plus récents que Monte Rosa. Angelo et Chirica, et évidemment que les Timponi. Si, dans les régions de contact, comme les vallées du NO. de Giardina, on ne peut saisir la position réciproque des basaltes, des andésites et des rhyolites, la grande couverture de ponces que l'on admet venir des volcans méridionaux, indique qu'à l'époque quaternaire ces appareils étaient encore actifs, alors que les volcans andésitiques et basaltiques étaient éteints depuis longtemps déjà. De plus, aucun élément rhyolitique ou ponceux n'a été signalé parmi les produits des volcans du nord, tandis qu'au Capistrello, on a retrouvé un fragment de basalte.

Le tuf brun, si répandu à Lipari, est encore imparfaitement connu

et les savants ne s'accordent pas sur son origine. Il couvre presque en entier la surface de l'île, excepté au NE., où il est caché par les ponces du Pelato, et, au midi, où il ne montre qu'un petit lambeau dans la dépression du Giardina. Le tuf brun est la terre productive par excellence, son épaisseur est généralement faible, mais il peut atteindre, entre l'Angelo et le Monte Rosa, par exemple, 20 mètres de puissance. Sa couleur varie du jaune au brun-marron. Les couches qu'il forme se moulent sur le sol; il est friable, argileux ou sableux et contient des éléments de roches andésitiques, des pyroxènes, plagioclase et est riche en fer. En général, ce tuf surmonte la ponce des volcans du sud, du moins en dehors de la péninsule méridionale; il s'y mêle même ou en contient des fragments. Certains considèrent ce tuf comme provenant d'éruptions de cendres succédant aux éruptions des ponces méridionales sous-marines, mais on n'a trouvé aucun vestige marin dans ses dépôts. Bergeat voit dans le tuf brun un produit qui n'est point en place; c'est un tuf-löss provenant de la dispersion par le vent des parties légères des anciens tufs ameublis dans le cours des siècles. Partout où la végétation couvrait le sol, elle fixait ce tuf; là où elle manquait, il ne se déposait que passagèrement. Ainsi se comprend la répartition actuelle de ce tuf, et le même phénomène expliquerait, d'après Bergeat, bien des points douteux dans les îles voisines depuis longtemps inactives.

Tels sont les appareils de Lipari et leurs diverses caractéristiques. Il reste à étudier leur développement commun et l'histoire du massif.

Cortese considérait le tuf brun comme un dépôt sous-marin et y rattachait une bonne partie des produits meubles antérieurs. D'après lui, la ponce contenue dans le cratère d'Angelo, rejetée par les monts rhyolitiques du S. et apportée par la mer, serait identique et de même âge que celle que l'on retrouve dans les sédiments pliocènes supérieurs de la côte septentrionale de Sicile. La conséquence de cette conception est que la mer devait atteindre au niveau de la cuve du volcan central, les volcans méridionaux étant en activité et ceux du centre et de l'O. éteints. Cortese pensait que durant le long arrêt d'activité qui s'étendit entre les dernières éruptions du S. et les premières éruptions du Pelato, un mouvement d'élévation se produisit qui n'aurait pas été moindre de 500 mètres, coupé en trois étapes reconnaissables par des terrasses; durant cette période, les tufs bruns

se déposaient et d'importants phénomènes d'abrasion avaient lieu. Le fond du cratère d'Angelo, 520 mètres d'altitude actuelle, représenterait le premier arrêt: les petits plateaux de Quattro Pani, de Contrada Castellaro, Piano Conte, la dépression centrale de la péninsule du S., tous situés entre 200 et 400 mètres d'altitude, le second arrêt; enfin, le long de la côte occidentale, entre 20 et 200 mètres, sept ou huit petites terrasses seraient les indices du troisième arrêt.

En considérant avec Bergeat la distribution du tuf brun comme d'origine aérienne (éolienne devrait-on dire, s'il n'y avait ici collusion verbale), il n'est pas besoin de supposer que la surrection du massif ait été si considérable. La ponce de l'Angelo provient du Pelato et rien n'indique que le cratère du premier volcan ait été une terrasse sous-marine. Si la seconde ligne de plaine est l'œuvre de la mer, ce n'est pas par abrasion qu'elle se forma, mais par le dépôt horizontal des tufs basaltiques entre les Timponi et l'Angelo et à la solide couverture des laves à cordiérite postérieures. La troisième ligne de terrasses paraît seule réelle; on y retrouve des amas de calcaires compacts analogues à ceux de la péninsule silicienne de Milazzo et riches en restes de Lithodomes, Retopera, Pecten, Chama, Turbo, Triton Vermutus, etc., du quaternaire récent et moderne.

Quoi qu'il en soit de ces divergences de vue, les géologues sont d'accord sur le développement général du massif.

Après l'édification des Timponi et leur démantèlement se dressent le Chirica, le Monte Rosa et une bonne partie d' Angelo. A cette époque, probablement le pliocène supérieur, le niveau de la mer était de 300 à 400 mètres plus élevé que de nos jours. Les sommets des plus hautes montagnes émergeaient et étaient couverts de végétation. Pendant un court repos postérieur, la mer travaille les tufs, coupe des falaises. L'Angelo rentre en action et répand ses laves andésitiques sur le sol modifié. La mer s'abaisse — ou le sol s'élève. Les massifs du S. expulsent leurs laves rhyolitiques, puis leurs ponces qui s'étalent dans des eaux peu profondes. La terre émerge de plus en plus, le tuf-löss se répand en même temps que se forme la ligne des petites terrasses occidentales. Enfin, tandis que l'île prend son assiette actuelle, que les alluvions récentes tapissent les vallées et les plages, le Pelato, la Forgia Vecchia, peut-être le Castello émettent leurs ponces et leurs obsidiennes.

Il n'est pas probable que Lipari ait eu des manifestations ignées depuis le début de l'histoire. Pourtant Strabon dit textuellement qu'il se trouve un volcan en activité à Lipari et la plupart des Classiques assurent avec lui que les flammes de Stromboli sont plus claires que celles de Lipari. D'après une légende lipariote, San Calogero aurait chassé les diables de l'île pour les enfermer dans les fournaises de Vulcano, et on a voulu en inférer qu'un arrêt d'activité aurait coïncidé avec l'établissement du christianisme. Il s'agit peut-être tout simplement de fumerolles locales.

Actuellement, il y a cinq ou six sources thermales au N. et l'E., et les autres émanations sont localisées dans les vieux tufs de la région occidentale : un groupe de fumerolles s'aligne du Timpone Valle di Pera à la Valle dei Lacci, parmi lesquelles les fameux Bagnosecco, sources sulfurées à 61°; plus au S., de petits *soffioni* colorent les tufs en jaune et augmentèrent, paraît-il, d'intensité lors de l'éruption du Vulcano en 1881 ; plus au S, encore se trouvent les sources sulfurées de San-Calogero, plus abondantes et plus chaudes que celles de Bagnosecco.

Dans plusieurs parties de l'île, on trouve la trace d'actions considérables dues à des sources thermales, des solfatares, des fumerolles et des mofettes. Çà et là, l'altération des roches est profonde : kaolinisation des feldspaths; transformation du péridot et des pyroxènes en argile; formation de résinite, de gypse et de produits analogues aux geyserites; en certains endroits la lave a même pris l'aspect d'une marne. Mais on ne trouve pas trace de dépôts de soufre, d'acide borique, ni de sels ammoniacaux si importants à Stromboli et à Vulcano. Encore à l'époque de Dolomieu, aux « Étuves », au S. de Piano Conte, tout le terrain laissait passer des jets brûlants et des nuages de vapeurs. Il y a donc une extinction rapide du massif.

En résumé, on peut conclure que durant les soulèvements qui suivirent l'effondrement tyrrhénien et jusque vers la période historique, un amoncellement de matériaux volcaniques, relativement peu considérable — de volume à peine plus grand que celui du Vésuve, — se produisit en ce point de l'écorce terrestre. amoncellement caractérisé par un grand nombre d'appareils distincts — plus de quinze en quatre séries — édifiés successivement ou par petits groupes ayant certaines affinités. D'une façon générale, il y eut déplacement des cheminées

de l'O. vers l'E., la formation des unes semblant suivre l'extinction des autres après un certain laps de temps et un soulèvement : les Timponi bâtissent une chaîne occidentale alignée NS., puis le Chirica, le Rosa, l'Angelo s'élèvent plus à l'E., enfin les deux derniers groupes se forment suivant une traînée NS. En même temps, aux strato-volcans, surtout basaltiques, succèdent des appareils de même type, mais de plus en plus andésitiques; puis vient la période des volcans en « mottes » du SE., aux roches trachytiques et liparitiques plus acides encore, enfin les volcans du NE., strato-volcans aux produits rhyolitiques présentant les deux termes si opposés des ponces et des obsidiennes souvent intimement mêlés.

Une telle concordance dans la marche des différentes propriétés d'un massif volcanique est presqu'unique sur la terre.

Vulcanello* est un des plus petits appareils de la Terre et l'on sait peu de chose sur le mécanisme de ses éruptions, mais il est remarquable à divers autres titres. Il s'est édifié, probablement vers 2 ou 3000 ans avant nous, au milieu de cette rangée, rigoureusement alignée, des appareils les plus récents, en grande partie historique même, des deux grands massifs entre lesquels il s'élève; Pelato, Forgia Vecchia, Castello et même Giardina, Guardia et Capistrello, à Lipari; Faraglioni, Forgia Vecchia et Fossa à Vulcano. Sa structure révèle deux phases distinctes d'activité. Et ses produits appartiennent à des types relativement basiques, alors que ceux des petits volcans voisins et presque contemporains du N. et du S., derniers venus d'une série de moins en moins basiques, appartiennent à des types de la plus grande acidité.

Quelques descriptions de phénomènes éruptifs survenus dans les parages de Lipari et de Vulcano, dues à Aristote, Polybe, Livius, Strabon, Pline, Obsequens et Orosius et commentées par les savants modernes, semblent se rapporter à l'origine de Vulcanello. Parmi les auteurs qui, par la suite, se sont le plus occupés du petit volcan, il faut signaler Fazello, d'Orville, Brydone et Houel, qui nous donnent, au XVI[e] et au XVIII[e] siècle, quelques notes sur son activité et sa forme, puis la plupart de ceux qui visitèrent Vulcano : Spallanzani, Ferrara, Hoff, Hoffmann, Sainte-Claire Deville, Fouqué, etc. et surtout Mercalli, Cortese et Bergeat dont les travaux nous en ont révélé les principaux caractères.

Sur la selle sous-marine qui unit Lipari à Vulcano, longue de 2 à 3 kilomètres, large de 2 et profonde de 54 mètres au point le plus bas, Vulcanello s'élève par 25 mètres de fond environ, un peu plus près du massif méridional que de celui du nord. Au sortir des eaux, sa base, assez régulièrement circulaire, compte environ 1300 mètres de diamètre et le pourtour est indiqué par des falaises rocheuses hautes en moyenne de 25 mètres. Au SSO., toutefois, un isthme de cendres, de 450 mètres de largeur, formé, paraît-il, lors de l'éruption de 1444 survenue à Vulcano, unit le petit volcan au Vulcano, dont la plupart des géologues le considère comme appareil adventif. Mais la mince selle de terre n'a que 70 centimètres de hauteur et pendant les temps orageux la mer y porte ses vagues, rendant ainsi, momentanément, au massif la forme insulaire d'autrefois. La masse générale de Vulcanello a l'allure d'un plateau rocheux et inculte de 30 à 40 metres d'altitude. La partie saillante un peu allongée OSO.-ENE , se dresse au NE., au bord de la grande terrasse; ses pentes sont assez rapides, surtout du côté de la mer; elle se termine en cavités et en pointes dont la plus haute, vers le centre, a une altitude de 123 mètres.

Spallanzani avait reconnu un seul cratère à Vulcanello et des coulées de lave; Ferrara signale deux orifices. En réalité, il y en a trois, et l'on ne peut attribuer à de récentes éruptions les cuves nouvelles; c'est leur structure peu distincte qui les a laissé passer jusqu'à présent inaperçues. Le socle du volcan, jusqu'à la partie saillante, est formé de coulées superposées, ayant en moyenne quelques pieds d'épaisseur, dont les sections se voient sur les falaises du pourtour et qui semblent provenir de la région surélevée. Ce sont des masses de pierres tordues, laves cordées ayant dû couler avec une grande fluidité. Sabatini les considérait comme des trachytes augitiques passant parfois à l'andésite. Pour Mercalli ce sont des trachytes à sanidines disséminées, à augite et grains d'olivine. D'après les études plus récentes de Bäckstrom et de Bergeat, ce sont des basanites leucitiques, à 51,38 p. c. de silice, roches poreuses à pâte sombre, à microlithes de feldspath et d'augite, à cristaux d'augite, de plagioclase, d'orthoclase, un peu d'olivine et de leucite. Au pied de la falaise nord-orientale de l'île. une masse de lave distincte, pareille à celle de la partie ancienne de la Fossa de Vulcano est encastrée dans ces pro-

duits basiques; c'est une andésite trachytique à 58,21 p. c. de silice, sans leucite mais à grosses augites et un peu d'olivine.

La partie saillante de Vulcanello est formée de tufs, lapilli, scories et cendres dans lesquels sont disséminées des leucites, constituant trois petits appareils vaguement coniques, enchevêtrés et plus ou moins bien conservés. Celui de l'OSO., qui semble le plus récent par la fraîcheur de son allure, le seul d'ailleurs qui ait gardé quelque reste d'activité, n'a donné aucune lave; ses tufs jaunes, rouges et gris se retrouvent à la surface des autres cônes; son cratère bien indiqué, que Spallanzani prenait pour l'unique orifice du Vulcanello, a un pourtour de 200 mètres environ, une profondeur de 50, des parois ravinées par la pluie. Ce cône s'est édifié sur le flanc du massif central, apparemment le plus important : c'est, en effet, de la base de cet appareil que semblent être sorties les coulées du socle, du moins les dernières venues. Au flanc NO., on reconnaît clairement leur point d'origine vers 60 mètres d'altitude, et de même au flanc S., vers 50 mètres. Le cratère de ce cône central, égeulé à l'ouest, irrégulier et peu profond, enveloppe en partie et domine celui de son voisin; c'est dans la partie méridionale de son arête que se trouve le culmen du volcan. Le troisième cône dressé au bord de la terrasse est séparé des deux autres par une petite plaine, longue de 60 mètres, large de 30. Il est à moitié démoli par le choc des vagues, et sa face d'éboulement, où la structure interne de l'appareil est remarquablement bien dévoilée, se confond avec la falaise du pourtour. Non seulement les couches superposées de tufs et de scories apparaissent clairement sur cette coupe, comme les enveloppes d'un oignon tranché, mais on peut voir encore dans l'intérieur du volcan les masses scoriacées du noyau traversées par une sorte de filon de lave, qui occupe sans doute l'emplacement de la cheminée. Du côté OSO., on distingue également le prolongement normal des strates volcaniques. Au sommet, un reste de cuve tient le milieu entre celles des deux autres cônes et par la profondeur et par la régularité de sa forme.

Ainsi, sans parler de la lave andésitique du NE., qui fut sans doute rejetée lors des premières éruptions et qui laisse supposer une phase assez acide, Vulcanello eut deux phases distinctes d'activité; des émissions répétées de laves fluides, basiques, presque horizontalement répandues; des explosions terminales bâtissant trois petits cônes de produits meubles.

Vulcanello est certes parmi les plus jeunes édifices d'Eolie. Le plateau de base ne semble avoir jamais été couvert par la mer. Il est d'ailleurs assez probable que le petit volcan s'est formé durant la période historique. La plupart des savants s'acccorde pour placer son origine en l'an 126 avant l'ère vulgaire. D'après Posidonius, Strabon, Pline, Obsequens et Orosius, une éruption sous-marine se produisit, en effet, à cette époque en Eolie; la mer gonfla, s'échauffa et répandit des odeurs infectes, tuant les poissons et mettant en péril les habitants de Lipari que la curiosité attirait vers le lieu du conflit ; des efflorescences boueuses parurent ensuite à la surface des eaux avec dégagement de flammes et de vapeurs; la boue durcit et se changea en « pierre meulière ». Mais aucun de ces auteurs ne signale l'emplacement exact du phénomène et l'application à Vulcanello reste douteuse. Pour Mercalli et Cortese, qui prennent Polybe et Livius pour base, c'est en 183 avant J.-C. que le volcan se forma. Enfin, Bergeat croit voir, dans la description donnée par Aristote d'une éruption survenue dans le voisinage de Vulcano, éruption où la *terre* se gonfla en vessie, en colline même, et où un violent courant d'air entraîna les cendres jusqu'à la ville de Lipari et même vers des cités de la côte italienne méridionale, l'explosion originelle de Vulcanello. Du moins, s'il est probable que cette explosion eut lieu au petit volcan, existant par conséquent déjà vers 350 avant l'ère vulgaire, ce n'est pas l'éruption originelle, qui dut être sous-marine.

Un autre fait sur l'importance duquel les savants ne s'accordent pas est la couleur de rouille qu'ont pris les laves de Vulcanello. Pour certains, ce serait là une preuve d'âge avancé relativement à notre période historique ; suivant d'autres, A. Heim par exemple, des laves encore chaudes peuvent prendre cet aspect.

Quoi qu'il en soit de ces récits vagues et de ces hypothèses, nous indiquant seulement qu'il y eut dans le voisinage de Lipari et de Vulcano, des éruptions sous-marines ou subaériennes qui furent peut-être des éruptions de Vulcanello déjà formé en partie, ou en état de formation, par la suite, du moins aux XVIIIe et XIXe siècles, le volcan fut presque toujours trouvé à l'état de solfatare par les visiteurs. D'après Sabatini l'éruption qui, en 1444, combla le détroit qui servait de port entre Vulcanello et Vulcano aurait eu lieu au petit volcan. Mais la nature des cendres qui composent l'isthme et d'ailleurs leur

éloignement du cratère de Vulcanello les relient plutôt au volcan du sud. La seule éruption assez sûrement connue est celle que vit d'Orville lors de son voyage à Vulcano en 1727. Le voyageur signale en effet à la grande île, dont Vulcanello fait partie puisque l'isthme est formé, deux cratères actifs distincts s'ouvrant « chacun à la sommité d'un monticule », l'un au S., l'autre au N. Le premier, d'un mille et demi de circonférence et 200 pieds de profondeur, jetait avec fracas, flammes, fumées, pierres embrasées ; c'est évidemment la Fossa dont il a les dimensions et le mécanisme éruptif. Le second ne peut pas être Forgia Vecchia qui est creusée dans le flanc de la Fossa et moins encore Faraglioni. Au contraire, rien ne s'oppose à ce qu'on le considère comme le cratère le plus jeune de Vulcanello. Les incendies de cette bouche, ajoute le voyageur, plus fréquents, plus actifs que ceux du cratère méridional, lançaient presque sans interruption une grêle de pierres mêlée d'étincelles et de noires fumées.

En 1770, Brydone signale des vapeurs au cratère de Vulcanello ; Houel vit des fumerolles au fond en 1776. Douze ans après, Spallanzani remarqua des « filets de fumée blanche très chaude s'échappant des parois » et il ajoute qu'en remuant la terre avec le pied, on peut en faire sortir d'autres et qu'on voit même, pendant la nuit, à certaines d'entre elles, sortir de légères flammes. En 1878, Mercalli trouva encore quelques fumerolles à l'intérieur de la coupe, toutes entourées de belles croûtes jaunes de soufre.

Si l'éruption signalée par d'Orville semble indiquer un certain synchronisme entre éruptions du Vulcano et augmentation d'activité du Vulcanello, en revanche, on a pu constater parfois un manque absolu de concordance entre le temps de recrudescence d'activité des deux appareils, notamment durant l'éruption vulcanienne de 1873, où Vulcanello ne donna, d'après A. Picone « aucun signe de vie ».

Vulcano* ou Volcano, le « Volcan » par excellence, nom actuel de la plus méridionale des îles éoliennes, indique bien qu'elle est le siège de phénomènes éruptifs. De tous temps, l'île fut désignée par une appellation invoquant plus ou moins son caractère volcanique. Pour les Grecs et les Romains, c'était la *Thermessa*, la « Chaude », ou la *Hiera*, la « Sainte », car son feu était dédié à Hephaïstos et aux Cyclopes, puis ce fut la *Vulcani insula*, l'île de Vulcain, qui, après diverses modifications (Bulcano, Burcano), devint au temps

de Cluvers (XVIIe siècle) le nom qu'elle garde encore et qui s'est étendu à tous les appareils similaires du globe terrestre.

Ce qui a manqué à Vulcano pour être aussi célèbre que le Vésuve et l'Etna, c'est d'être moins éloigné des centres populeux; l'île resta même toujours presque complètement inhabitée; de plus, ses dimensions sont assez faibles et ses éruptions peu violentes. Mais son activité remonte à la plus haute antiquité et a quelquefois ravagé les environs, depuis sa voisine Lipari jusqu'aux côtes de Sicile d'où le volcan est bien visible et même aux cités du rivage italien. La stérilité et l'abandon même de l'ile, contrastant avec Lipari, verdoyante et animée, en augmentaient la sauvagerie et en faisaient par excellence le séjour redouté du dieu qui forge les foudres de Zeus. D'autre part, Vulcano a de bonne heure constitué une mine inépuisable de métaux précieux, d'alun, de soufre, d'acide borique, de salmiac, etc.; on y trouve actuellement des « terres rares », caesium et rhubidium. Pour les savants, l'intérêt de Vulcano réside dans son type éruptif, renouvelant à des intervalles éloignés des manifestations assez similaires pour caractériser un mode spécial dans la série des phénomènes connus et classés; c'est encore un laboratoire où s'élaborent de beaux produits; c'est enfin, depuis les études de Bergeat, un massif à la structure complexe et aux produits variés, révélant une histoire géologique mouvementée et des oscillations magmatiques considérables.

Les documents que l'on possède sur Vulcano remontent à près de vingt-quatre siècles, mais les écrits des auteurs grecs depuis le début du Ve siècle avant l'ère vulgaire jusqu'au Ve siècle après J.-C., et ceux des auteurs latins, souvent séparés par des lacunes pouvant atteindre cent cinquante ans, ne sont que de brèves notes souvent très vagues. Thucydide est le plus lointain auteur qui mentionne Vulcano; Apollonius, Callimachus, Virgile ont surtout en vue le berceau de nombreux mythes; il s'agit du dieu forgeron, des Cyclopes, du trône d'Eole, et des fumées qu'emporte le vent. Les quelques notes scientifiques que renferment ces récits ne peuvent pas toujours s'appliquer avec précision au Vulcano. Les rapports de Livius, d'Obsequens et d'Orosius ont plutôt trait au Vulcanello ou à des éruptions sous-marines du voisinage. Mais les relations anciennes acquièrent toutefois une grande valeur à la lumière des

travaux récents. Aristote, Callias, Polybe, Diodore de Sicile, puis Strabon, Pline, Silius Italicus, Pomponius Mela, Pausanias, Cornelius Severus, Solinus et Claudianus parlent de feux, de flammes, de jets de pierres embrasées ; quelques-uns indiquent des orifices et leurs dimensions.

Ainsi Polybe rapporte que de son temps (vers 150), Vulcano avait trois cratères actifs, deux bien conservés, l'autre en partie affaissé sur lui-même. La description qu'il donne du plus grand, où se passaient aussi les phénomènes les plus violents, correspond sans aucun doute à celle de la Fossa. Vulcanello est hors de cause par suite de son élévation beaucoup plus faible, les deux autres cratères sont probablement les deux orifices que nous voyons encore à Forgia Vecchia. Le tableau de Diodore nous apprend que Vulcano était généralement dans l'état que nous appelons solfatarien, avec des éruptions espacées. Strabon confirme le récit de Polybe et y ajoute une remarque très importante, à savoir que Stromboli est moins violent, mais plus lumineux que Vulcano. Cela est encore vrai de nos jours. Pausanias rapporte entre autres choses que la mer est si chaude qu'on ne peut y entrer ; c'est évidemment du Porto di Levante dont il est question. Quant aux dates des éruptions anciennes, la seule dont on puisse parler avec quelque sûreté est celle de l'an 43 avant Jésus-Christ, citée par un manuscrit lipariote.

Un seul document, encore plus vague que les précédents, provient du moyen âge, c'est la relation de voyage du père Willibald en 729. Il faut arriver à Fazello au XVIe siècle, à Cluvers, Kircher, Bartoli, au XVIIe, pour avoir des indications un peu plus nettes sur le mécanisme de l'activité volcanique. Avec le voyage de D'Orville en 1727, avec ceux de G. de Luc, Hamilton, Brydone et Houel dans le courant du siècle, les observations se précisent. Et en 1781, 1786 et 1788, toutes les propriétés du volcan sont enfin analysées par Dolomieu, Trovatini et Spallanzani : relief, activité, histoire (par la compilation des travaux de leurs prédécesseurs), structure et produits.

Depuis lors, les visiteurs abondent à Vulcano et l'on peut dire que ce volcan est presqu'annuellement observé. En plus des savants qui se sont occupés du volcanisme en général ou de l'Eolie et qui tous citent Vulcano, d'autres savants étudièrent spécialement cette île en tel ou tel de ses aspects : Lucas, Von Hoff, Stromeyer, A. de

Bylandt-Palstercamp, Sainte-Claire Deville, Bornemann, De Luca, Fouqué, vom Rath, Silvestri, Baltzer, Palmieri, Picone, A. Cossa, Scacchi, A. Streng, C. Chaix, etc. D'ailleurs, depuis le début du XIXe siècle, un Ecossais entreprenant est venu s'installer dans le N. de l'île pour en exploiter les produits; l'accès du volcan en est facilité, les matériaux sont mieux étudiés, les éruptions elles-mêmes, menace perpétuelle, sont plus attentivement suivies. Une commission spéciale, composée de vulcanologues, parmi lesquels Mercalli, fut chargée de l'étude de l'éruption de 1888-1890. Vers la même époque le relief sous-marin fut investigué. Pourtant l'étude de la structure n'avait pas fait beaucoup de progrès depuis Dolomieu, jusqu'à ce que Mercalli et surtout Bergeat aient tout récemment révélé la complexité de l'édifice.

Le relief et l'aspect de Vulcano sont maintenant bien connus et de nombreux indices — par exemple les restes de travaux romains ayant servi à l'exploitation des produits — permettent de croire que l'île était il y a 2000 ou 3000 ans assez semblable à ce qu'elle est aujourd'hui. Les seules variations ont dû consister dans le dynamisme des orifices, la venue de quelques coulées et, si l'on prend Vulcanello comme un cône adventif, dans l'émergence de celui-ci. Depuis D'Orville, il est certain que les dimensions mêmes du cratère principal ont à peine subi de variations. A travers le cours de l'histoire, l'île « nue, déserte et rocheuse », dont parle Strabon, a présenté ce même aspect désolé.

Par la surface émergée, Vulcano vient après Lipari et Salina, mais probablement par le volume (sauf Vulcanello) et certainement par l'altitude, il est moindre que tous les autres massifs éoliens, Panaria et Vulcanello exceptés. C'est un des volcans les plus réguliers de l'Eolie, dôme ovalaire ressemblant à Stromboli, mais proportionnellement plus large et moins abrupt; il est allongé du SSE. au NNO., sans grands accidents aux flancs, mais assez découpé dans sa partie supérieure. Les pentes orientales sont un peu plus raides que les autres, de sorte que la partie supérieure est reportée vers l'E. Vulcano naît vers 1 000 mètres de fond avec 15 ou 20 kil. de long et 10 à 12 de large et se sépare du socle sicilien vers 800 mètres, tandis qu'au N. il est rattaché à Vulcanello par un isthme et que

cette dépendance n'est elle-même séparée de Lipari, à la péninsule de Guardia, que par 800 mètres de mer sur 54 mètres de fond.

Au sortir des eaux, il a environ 7 kilcmètres de longeur sur 3 1/2 de large, soit une superficie de 21,23 kilomètres carrés; mais à une altitude de quelques mètres, Vulcano se morcelle fortement. Toute la partie méridionale, plus de la moitié de l'île, s'élève brusquement, par des falaises presqu'inaccessibles, en un plateau aux formes massives, dont la surface, le « Piano », un peu inclinée du sud au nord, a une altitude moyenne de 350 à 400 mètres; il est bordé sur tout son pourtour, excepté au NO., de petites collines dont la plus haute, le Monte Aria, culmen de l'île — 499,50 mètres — se trouve au SE. Au SO., le massif est taillé par une muraille cotière de 300 mètres de haut en une énorme échancrure de 3 kilomètres de long et, au N., par une autre paroi presqu'aussi haute, rigidement alignée du SO. au NE. Grâce à la raideur des pentes, la partie méridionale de l'île, vue de la mer, semble un vaste cône largement tronqué.

Le Monte Saraceno, large et bizarre pyramide (480 m.), forme l'angle occidental de ce massif compact; il se continue par une échine où quelques massifs accidentés, le Pozzo Cavone (210 mètres) et le Monte Lentia (164 mètres), sont séparés par des seuils bas. Vers l'O., cette arête, arquée, pénètre dans la mer en promontoires déchiquetés; à l'E., elle présente des formes plus adoucies.

C'est dans l'enceinte formée par les falaises et les talus septentrionaux du Piano, ceux du Monte Saraceno et de l'arète du Lentia, amphithéâtre de 3 kilomètres de diamètre, aux deux tiers fermé, que s'élève le cône actuellement encore actif de Vulcano; il occupe la partie SSE. de la grande dépression et laisse vers l'O. et le NO. une plaine de cendres, la Contrada Aconto, grande d'un kil. carré, de quelques mètres d'altitude, à laquelle se rattache l'isthme de Vulcanello. Le cône de Vulcano, large de 2 kilomètres à la base, est partout isolé de son enceinte; à l'ESE. par la vallée étroite, aux hautes parois de tuf, du Rio Grande; au S., au SO., à l'O., par un autre Rio dont la vallée s'élargit de plus en plus en s'abaissant dans la Contrada Aconto. Le culmen de cette gorge mi-circulaire est à 165 mètres. Vers le NE., et jusqu'au milieu de son pied septentrional, la mer baigne le cône que les masses de laves de Pietra Nere prolongent en petits promontoires.

Les flancs du cône ont environ 35° d'inclinaison et s'élèvent assez régulièrement; à 250 mètres le massif a encore près d'un kilomètre de diamètre, légèrement allongé pourtant OSO-ENE. Plus haut, les contours se diversifient; toute la partie E., SE. et S. prolonge le versant extérieur en une croupe mi-circulaire dont le point le plus haut, vers le milieu, est à 380 m. d'altitude. L'extrémité orientale de cette arête descend en deux môles, deux sortes de moraines dit Mercalli, sur une terrasse de 275 mètres de moyenne altitude que la nature des émanations du sol a fait appeler le « Piano delle Fumajolle ». A l'occident, la croupe suprême et le Piano enserrent et dominent l'admirable chaudière éruptive du volcan, la merveilleuse Fossa, dont la régularité est célèbre à juste titre. La coupe, presque toujours encombrée de vapeurs, est circulaire et compte actuellement environ 500 mètres de diamètre à la bouche et 200 au fond. Les parois, abruptes, plaquées de croûtes et de rubans aux vives couleurs formés par les dépôts, ont environ 130 mètres de hauteur.

Les plus grands accidents aux flancs du cône sont occasionnés par la lave de Pietra Cotte, probablement émise en 1771 et par la fosse de Forgia Vecchia que Dolomieu signala le premier en 1781. Celle-ci forme au flanc nord du cône, vers 150 mètres, un entonnoir de 200 mètres de circuit à la partie supérieure, dont le fond se trouve à 30 mètres au-dessous du bord S. et que les pluies colmatent peu à peu, en laissant toutefois deviner deux orifices. La Pietra Cotte est une coulée bien apparente de 4 à 500 mètres de long, large de moitié, dont l'origine est à l'ouest de la Forgia. A ces accidents, il faut ajouter quelques fumerolles qui du Piano s'étagent le long du flanc N. du cône à l'E. de Forgia Vecchia, et les deux petits rochers de Faraglioni dont les sommets, couronnés d'édifices et percés de galeries datant de l'époque romaine, émergent des cendres de la partie orientale de la Contrado Aconto à quelques mètres de la plage rectiligne du Porto di Levante qui relie le pied du cône actif à celui du Vulcanello.

Les pluies ne donnent à Vulcano que des torrents temporaires, minces filets d'eau qui rayent à peine la surface du massif. Les plus longs sont ceux qui entourent le cône actif. Dans ce domaine que ravagent les cendres, la végétation a peine à se développer et le vert tache rarement les rochers de toutes couleurs qui se montrent à nu. Les genêts ont gravi la crête de Lentia et les flancs du cône actif;

sur le versant sud-oriental du plateau du sud, les quelques arbres que signale Spallanzani ont fait place à de maigres pâturages. Les 250 habitants de l'île, la moins peuplée des Eoliennes, sont, pour la plupart, des ouvriers mineurs groupés aux environs des Faraglioni et quelques paysans de la Contrado Aconto. Lors de la grande activité minière, en 1873, le nombre des travailleurs a pu s'élever à 450, en majorité des condamnés que l'on cédait aux exploitants des richesses minières. Leur nourriture devait leur être apportée de Lipari.

Durant la période des quelques derniers siècles, tous les documents, confirmés par les traditions des insulaires voisins, disent que le volcan fut toujours actif, soit qu'on le visitât jusque dans son cratère, soit qu'on l'observât de loin. Toujours Vulcano garde au moins un nuage de vapeur au-dessus de son cratère ou du Piano delle Fumajolle, révélant une activité plus intense qu'à la Solfatare de Pouzzoles.

Si l'on ne peut avec certitude rapporter aux cratères et fumerolles qui jalonnent le flanc nord du cône de Fossa les orifices dont parlent les auteurs des XVIe et XVIIe siècles, il est probable que le domaine des manifestations volcaniques n'a pas beaucoup varié. La profonde bouche « fumante et enflammée » que vit Bartoli, en 1646, doit être cette Fossa suprême. En tous cas, D'Orville décrit déjà le volcan en termes qui s'y appliquent encore bien. Suivant les évaluations des voyageurs qui suivirent, le diamètre du cratère varie entre 500 et 1000 mètres au bord, entre 50 et 250 au fond; sauf deux évaluations beaucoup plus élevées, la profondeur oscille entre 70 et 200; enfin, l'altitude de l'ourlet cratérique et celle du fond sont limitées par les deux valeurs 280 et 50. Le dessin de Houel, en 1782, est très semblable à celui de Ludwig Salvador, en 1893. La plupart des voyageurs font aussi mention de la cuve de Forgia Vecchia, des fumerolles du Piano, et de la surélévation de température de la mer au Porto di Levante. Ainsi donc, depuis une couple de siècles, le domaine de l'activité vulcanienne comprend la Fossa et une fracture probable jalonnée de fumerolles qui s'étend vers Vulcanello.

Le dynamisme de Vulcano, durant cette période, présente deux aspects principaux : un état solfatarien qui est l'état ordinaire du volcan; le régime explosif qui surgit à d'assez longs intervalles et présente des phénomènes peu variés.

L'état solfatarien est étudié à Vulcano depuis plus d'une centaine d'années. Les évents qui avoisinent les Faraglioni varient généralement peu. Quatre ou cinq eaux thermo-minérales sourdent des roches voisines. L'eau de la mer est toujours signalée comme chaude; mention est faite aussi de fumerolles, de dépôts de soufre et, à diverses reprises, d'hécatombes de poissons tués par des bouffées méphitiques. Spallanzani parle d'une grotte située à l'ouest de l'isthme vulcanellien, au fond de laquelle un dégagement d'acide carbonique sortait d'une cuve d'eau chaude. N'y aurait-il pas erreur, et ne serait-ce pas la même cavité, la « grotta della acqua bollente » visitée par Deville, Fouqué et Judd à l'orient de l'isthme et qui se prolongeait jusqu'en mer par une ligne de fumerolles? D'autres voyageurs n'ont pu retrouver cette grotte ni d'un côté, ni de l'autre.

Au Piano delle Fumajolle, l'activité est plus violente qu'au bord de la mer et, d'une description à la suivante, la liste des phénomènes est différente. Les jets de gaz varient par le nombre, l'emplacement et la violence; ils s'entourent d'auréoles minérales aux vives couleurs, édifient des monticules pouvant atteindre un mètre de hauteur, composés de soufre et de matériaux sableux rappelant les amas de geyserite; ayant obstrué leur cheminée, ces jets se déplacent, s'élancent de fissures nouvelles. La chaleur peut devenir assez forte pour que leur exploitation en soit impossible.

Mais, sauf exception, c'est au cratère même que les phénomènes solfatariens ont le plus d'importance et que leur aspect est le plus changeant, bien que parfois on ait vu des orifices servir pendant plusieurs années consécutives. Dans la vaste cuve, nue et grise, et presqu'exclusivement dans la moitié septentrionale des parois et du fond, les gaz, parfois invisibles, parfois donnant une flamme colorée, les vapeurs et fumées montent lentement ou le plus souvent s'élancent sous une forte pression et forment, en se réunissant au-dessus de la bouche, une écharpe blanche, visible de loin surtout par temps humide, et que le vent entraîne. On entend du bord cratérique des sifflements aigus ou des grondements sonores. Les orifices sont généralement invisibles ou de faible dimension; ils peuvent être aussi des crevasses et quelquefois des bouches de plusieurs mètres de diamètre. A quelques années, à quelques mois d'intervalle, le nombre des fumerolles peut passer d'une centaine à trois ou quatre petits jets.

Spallanzani rapporte qu'en 1788, « le fond du cratère se soulevait en tumeur impossible à traverser; une vapeur en montait et se sublimait par tous les pores ». Quand Salino visita le cratère en 1870, une multitude de *soffioni* s'élançaient du fond, entourés de croûtes de soufre et de détritus de tufs qui avaient en quelques endroits une forme conique; à la paroi N. on voyait des grottes contenant des stalactites et des stalagmites de soufre. Deville mesura la température de quelques fumerolles et trouva qu'elle dépassait 400° centigrade.

La composition de ces fumerolles est peu connue. Deville, Fouqué, Silvestri et Mercalli ont le plus étudié cet aspect des phénomènes. Aux Faraglioni, c'est l'acide carbonique qui prédomine avec l'acide sulfhydrique. Dans la ligne de la grotta della acqua bollente, Deville trouva, en 1856, 89,6 p. c. de SH_2 et 2,5 p. c. de CO_2, tandis que Fouqué, neuf ans plus tard, analysa à la même place un gaz contenant 77,02 p. c. de CO_2 pour 17,55 p. c. de SH_2, mais il constata que l'acide carbonique augmentait au fur et à mesure qu'on se rapprochait de la mer et que SH_2, diminuait. Au Piano, des fumerolles donnent, d'après Deville, de 60 à 90 p. c. d'anhydride sulfureux, de l'oxygène et de l'azote. Fouqué ne trouva que CO_2 et SH_2, mais Mercalli, en 1878, constata à nouveau SO_2. A la Fossa, presque tous les voyageurs signalent les produits sulfureux. Deville trouve 68 p. c. de SO_2, Fouqué, 27 à 74 p. c. d'acide chlorhydrique et d'acide sulfureux et 22 à 60 p. c. d'acide carbonique. Silvestri note 63,59 p. c. de CO_2 avec oxygène et azote, puis une autre analyse : 68,8 p. c. de CO_2, 10,7 p. c. de SH_2, 7,3 p. c. de HCl, puis de l'oxygène et de l'azote.

Les produits de sublimation sont surtout intéressants par leur multiplicité : Vulcano constitue à ce point de vue un véritable musée. En plus du soufre, de l'alun et du gypse connus et exploités depuis longtemps, en plus du sel ammoniac et de l'acide borique plus récemment découverts et également exploités, une foule d'autres corps chimiques ont été signalés : chlorure de sodium, sulfure de selenium (Stromeyer); de l'iode, des phosphates, du sulfure d'arsenic (Deville), trois corps qui, jusqu'ici, n'avaient été trouvés dans aucun volcan; du thallium (Crookes, 1862 — Cossa, 1873), constituant une impureté du soufre et de l'alun; du chlorure de fer (Fouqué); un sel de cuivre (Judd) trouvé à côté de beaux cristaux de voltaïte; du rubidium et du caesium (Cossa, 1877); du sulfate de lithine; du potassium; puis

cobalt, zinc, plomb, étain, bismuth, tellure, glauberite, mirabilite et hiératite. De 1813 à 1860, c'est surtout l'alun qui fut exploité; de 1873 à 1876, le travail donnait mensuellement environ 3 tonnes d'acide borique, 20 tonnes de soufre et autant de sel ammoniac.

Tel est l'état solfatarien du Vulcano, considéré comme phase de repos. On peut y rattacher quelques manifestations plus intenses qui, à proprement parler, ne font point partie des éruptions; ainsi, les violentes rumeurs qu'on entendit en 1881, les jets de pierres qui, à diverses époques, accompagnèrent les fumerolles; par exemple aussi le monticule qu'Hoffmann aperçut, en 1832, au fond du cratère, petit cône d'éruption émettant bruyamment une grande quantité de vapeur.

On ne connaît pas toutes les éruptions qui éclatèrent depuis celle de 1444 décrite par Fazello; et celles qui ont été citées en 1550, 1626, 1727, 1731, 1739, 1771, 1775 (?), 1786, quoique précieuses par telle ou telle particularité éruptive, ne sont que très imparfaitement analysées. Ce n'est que durant le XIXe siècle que les études deviennent assez complètes et peuvent servir de base à une synthèse. Hâtons-nous de dire qu'elles ne permettent de découvrir aucune loi dans l'apparition du phénomène éruptif, aucun rythme qui groupe les jets explosifs du Vulcano. Du reste, les éruptions n'ont pas été très nombreuses depuis cent ans. On en a observé plusieurs petites entre 1812 et 1831, une en 1873, puis une ou deux en chacune des années 1875, 1876, 1877, 1878 et 1879, puis une en 1886, enfin, la plus longue de celles que l'on connaît, et la plus violente aussi, du 4 août 1888 au printemps 1890. Il faut d'ailleurs remarquer que la division en éruptions distinctes est tout à fait arbitraire; on pourrait très logiquement ne considérer que trois périodes éruptives durant le XIXe siècle, 1812-1831, 1875-1879, 1886-1890. On admet en général comme séparation entre deux éruptions une période de calme qui excède quelques mois.

Les phénomènes précurseurs des éruptions du Vulcano ne présentent aucune particularité remarquable. En général, les bruits souterrains augmentent graduellement de violence; l'activité et la température des fumerolles grandissent; il se forme des bouches nouvelles; des pierres se mêlent aux jets de gaz; quelquefois, mais pas toujours,

de fortes secousses se font sentir dans toute l'Eolie et même la Sicile. Puis, le plus souvent, l'éruption éclate assez brusquement après cette période annonciatrice, mais il peut arriver aussi que cette dernière s'apaise et constitue une simple phase violente de l'état solfatarien.

Les éruptions du Vulcano se distinguent par deux caractères principaux : c'est le jet explosif, court et brusque, et la répétition de ce jet, suivant une série de phénomènes presque toujours la même.

De l'une ou l'autre bouche du cratère, brutalement agrandie, et avec un bruit qu'on entend à 10, 20,40 kil. à la ronde, une masse en forme caractéristique de ***choufleur*** de fumée dense, chargée de matériaux, de couleur gris sombre ou noirâtre même, sillonnée d'éclairs et parfois de véritables flammes, s'élance jusqu'à une grande hauteur au-dessus de la bouche du cratère, perdant successivement ses matériaux et restant suspendue jusqu'à ce que le vent la balaie. La vapeur d'eau prédomine, accompagnée de cendres abondantes, de menus débris (arènes et lapilli), de blocs de lave arrachés aux conduits, de bombes en ***croûtes de pain***, fluides à l'intérieur et déjà durcies à la surface, tous matériaux trachytiques ou andésitiques qui, en général, sont beaucoup moins lumineux que les produits basaltiques du Stromboli restant incandescents pendant leur trajet aérien. Ici manquent le plus souvent les scories pâteuses, les lapilli filiformes, la cendre vitreuse et autres matériaux rejetés communément par le Stromboli. Les produits lourds, en général de la grosseur du poing, mais allant jusqu'à plusieurs mètres cubes, retombent rarement en dehors du rayon du cône; la cendre de Vulcano peut, suivant la force du jet et l'état de l'atmosphère, être rejetée bien en dehors de l'île et atteindre les côtes d'Italie les moins distantes. Lors de l'éruption de 1873, A. Picone put rester à 50 mètres des orifices, tandis qu'en 1888, des blocs énormes furent lancés jusqu'aux Faraglioni.

Mercalli a tenté de classifier les jets éruptifs du Vulcano. Il distingue des explosions ***vulcaniennes***, caractérisées par une plus grande abondance de matériaux trachy-andésitiques de récente élaboration (par exemple, de septembre 1888 à mars 1890), puis des explosions ***ultra-vulcaniennes***, caractérisées par une plus grande abondance de matériaux anciens, arrachés aux cheminées, et l'absence de matériaux

neufs; ce sont alors surtout des andésites contenant beaucoup de quartz et des trachytes avec inclusions diverses. Les jets des éruptions de 1812 à 1831, de 1873 à 1886 et celles du début de 1888 rentrent dans cette catégorie.

Le rythme de l'éruption vulcanienne, la répétition du jet explosif. hormis les rares éruptions qui semblent n'avoir consisté qu'en un jet unique, se produit en général selon un certain ordre. Ainsi la plupart des éruptions connues se composent d'une série plus ou moins étendue de jets ultra-vulcaniens de faible ou moyenne violence. Tels 1812-31, 1873, 1875, 1876, 1877, 1878 et 1886. Et si, dans l'éruption de 1888-90 il y eut des jets appartenant aux deux catégories, c'est par une série de jets ultra-vulcaniens que cette éruption commença, pour se prolonger par une suite de jets vulcaniens et se terminer par une série nouvelle de jets ultra-vulcaniens.

La durée des repos séparant ces jets dans une éruption peut varier plus considérablement que la violence même de ces jets. Les explosions se succèdent parfois à intervalles si pressés que, pendant une certaine durée, il y a continuité dans l'éruption; d'autres fois. le volcan retombe à l'état solfatarien pendant plusieurs heures, tandis que le nuage de vapeur se dissipe. Ainsi, au début de l'éruption de 1873, le 7 septembre, les jets s'emboitèrent les uns dans les autres pendant deux heures et demie, puis ils s'espacèrent et, jusqu'à la fin du paroxysme, le 20 octobre, se produisirent toutes les vingt ou trente minutes. Au début de l'éruption de 1888, le 4 août, l'intervalle entre les jets consécutifs était d'une heure et demie; le 5 et le 6, les explosions se produisaient régulièrement toutes les cinq minutes et chaque septième était plus forte, du 11 au 23 février 1889, on observa des intervalles de 5 minutes durant plusieurs heures; vers le 1er mars, la période était de 80 minutes. Ces irrégularités n'empêchent donc pas qu'un même rythme puisse durer pendant une période assez longue. se nombrant même par mois.

Quelques éruptions de Vulcano sont accompagnées de phénomènes extérieurs à la Fossa, ainsi en 1888-90, Cortese constata que la Forgia Vecchia laissait fuir de ses orifices, depuis longtemps éteints, une boue chaude et fine; d'après Platania. le câble qui réunit Lipari et Milazzo fut endommagé au NO. de Vulcanello; une recrudescence de l'activité des fumerolles de la région occidentale de Lipari aurait

même été en rapport avec cette explosion de Vulcano. C'est ici le cas de rappeler les éruptions de 1727 rapportées par De Luc qui auraient été simultanées à Vulcano et Vulcanello.

Il y eut aussi à Vulcano des éruptions effusives pendant la période historique bien qu'on ne soit même pas d'accord pour fixer la date à laquelle sortit la Pietra Cotte, la plus récente des laves vulcaniennes. Dolomieu visitant Vulcano en 1781, attribua cette lave à une éruption qui aurait eu lieu en 1775; quelques années plus tard, Spallanzani, Trovatini, Ferrara assurèrent que c'est en février-mai 1771 qu'avait eu lieu la dernière éruption et n'émettaient pas d'avis sur la Pietra; bref, les récits des indigènes lipariotes, seuls témoins de l'activité vulcanienne à cette époque, ne permirent pas de tirer au clair ce point de l'histoire du volcan. Mercalli étudiant spécialement cette question, aidé par un manuscrit lipariote découvert par Picone, conclut que la Pietra Cotte sortit en 1771, obstruant une sorte couloir étroit traversant l'arête du cratère vers le nord que De Luc avait décrit en 1757. Cette roche est, suivant Sabatini une obsidienne rhyolitique à 73,64 p. c. de silice formée d'un verre gris noir avec d'abondantes petites cavités allongées. On y signale la présence de feldspath triclinique, de quelques pyroxènes et aussi de microlithes d'oligoclase. Bergeat trouve que cette lave rappelle la roche de Capistrello à Lipari.

Telles sont les caractéristiques des éruptions vulcaniennes; elles se bornent presque toujours à ce type explosif de courte durée, qui intéresse un domaine très faible et donne des produits très acides à intervalles assez rapprochés, depuis quelques mois jusqu'à plus de 40 ans. Nous n'avons rien ici de comparable à l'activité du Vésuve ou de l'Etna, mais la netteté du phénomène est assez remarquable pour créer en vulcanologie un *type vulcanien* que l'on retrouve dans les phases éruptives de certains volcans, par exemple, au Vésuve (1906), au Calbuco (Chili, en 1893), au Purace (Ecuador, en 1849 et 1869), au Te Matri (Nouvelle-Zélande, 1892 et 1896), au Gountour (Java, en 1836 et 1843), etc.

Vulcano n'a donné lieu à aucune observation réellement intéressante sur les rapports du volcanisme aux autres phénomènes naturels; les travaux ne manquent certes pas, mais le seul lien qui rattache le volcan à la météorologie se borne, en fin de compte. à l'aspect plus

ou moins dense des vapeurs qui montent du cratère suivant que l'état hygrométrique de l'atmosphère est plus ou moins élevé.

Ce n'est qu'avec Dolomieu que la charpente de Vulcano subit une première analyse quelque peu sérieuse. Le savant français voyait dans la partie méridionale et occidentale l'arête démantelée d'un immense cratère dans lequel le cône de Fossa s'élevait comme un Vesuvio dans une Somma. Sans parler de L. de Buch et de ses disciples, pour lesquels cette partie de l'île était un cratère de soulèvement, tous les savants qui, par la suite, jusque dans la seconde moitié du XIXe siècle, s'occupèrent de Vulcano, gardèrent la même opinion sur sa structure, en reconnaissant en général que le vieux massif était basaltique, alors que le plus jeune était trachytique. Pourtant Hoffmann distingue déjà dans ce vieux massif des roches de natures différentes : celles de Lentia plus acides que celles du plateau. Judd admet encore le grand cratère autour du cône récent, mais considère en outre le Piano et son enceinte comme une autre grande bouche éruptive. Pour Cortese et Sabatini, l'arête de Lentia aux roches trachytiques est un reste d'appareil distinct et le Piano est un cratère typique, très ancien, effondré au bord septentrional, presqu'entièrement aplani et comblé. D'après Mercalli, le plateau méridional serait encore un cône basaltique, à vaste cratère démantelé, mais il voit en plus dans le Saraceno un appareil adventif et il croit pouvoir assurer que l'arête trachytique de Lentia, si dégradée, est plus ancienne que le massif méridional. En somme, l'esquisse de Vulcano est déjà assez avancée, mais c'est surtout Bergeat qui l'a le mieux développée.

Sans parler du socle sous-marin, Bergeat admet aussi trois grands appareils principaux, distincts par la structure, les produits et l'histoire : Partie méridionale, Lentia et cône de Fossa ; mais il révèle une complexité plus grande du détail, des accidents intéressant tout le massif et des mouvements du sol ayant eu lieu pendant l'édification.

Le vieux massif méridional est formé d'un appareil principal fortement disloqué sur lequel se sont édifiés, en même temps que le sol s'élevait, cinq ou six appareils secondaires, plus ou moins reconnaissables, comme lui effusifs et explosifs, et presque tous basaltiques. Ce vieux volcan est encore représenté par la partie E. et SE., si régu-

lièrement convexe de cette région du sud. Sur tout le versant, entre la Punta Luccia et le bord de la falaise sud-occidentale, les bancs épais de lave alternent avec des couches de tufs rouges, bruns ou jaunâtres et plongent vers la côte avec 35° de pendage moyen. En quelques endroits, des filons percent ces couches. Vers le Piano, sur les falaises qui regardent l'intérieur, ces assises se montrent nettement superposées et fuyant vers l'extérieur. Nous avons bien là un fragment de cône volcanique pareil à celui de la Fossa delle Felci de Salina ou celui du vieux Stromboli. Il devait se prolonger autrefois autour du Piano, mais les effondrements et les produits plus récents des cônes adventifs en ont fait disparaître la majeure partie.

Le Piano ne fut jamais le vrai cratère de ce massif. Tout au plus la cheminée centrale le traversa-t-elle pour aboutir plus haut. La structure du Piano apparaît dans les cañons que le Rio Grande a creusé au NE. et sur la paroi de la falaise qui fait face au cône de Fossa; de ce côté, en effet, au-dessus des talus inférieurs formés par les produits meubles du cône récent, les épaisses couches de tufs, plus ou moins horizontales, alternent avec de larges nappes de lave. Cette plaine forme une sorte de champ d'affaissement le long de l'arête SE., une *sciarra* énorme, qui plus tard se combla. L'horizontalité des couches montre qu'elles furent étalées par la mer, tandis que des éruptions, sans doute venues par les fractures du fond bouleversé, formaient à diverses hauteurs les quelques couches discordantes et les nappes de laves que l'on retrouve entre ces bancs horizontaux. Toutefois la partie supérieure de la plaine fut formée à l'air libre; en certains endroits, en effet, comme à la Conigliara, par exemple, on a trouvé dans ces tufs des restes charbonneux de plantes. Et quelques laves encore débordèrent sur le sol asséché. En plein Piano notamment, dans l'axe même du vieux massif, une bosse à peine visible, la Sommata, est tout environnée de bombes basaltiques remarquables et de lapilli; de plus, les couches de tufs voisines du NE. et de l'E., fortement modifiées par l'action des fumerolles, se relèvent vers elle avec 23° de pendage. En un autre point, vers le milieu de l'arc oriental, à 6 mètres de la falaise interne, une coulée de lave scoriacée, d'environ 1 mètre d'épaisseur, descend vers l'intérieur et s'enfonce sous le tuf récent pour reparaître plus loin à la Chiappa Liscie, région orientale du Piano; cette lave dut sortir de

quelque faille bordière, non retrouvée, de cette région effondrée.

D'où vinrent les tufs qui comblèrent la dépression du Piano? Peut-être un édifice aujourd'hui disparu se dressait-il alors au N. du Piano et par ses émissions concourait-il à remplir la cavité? Il est probable que c'est surtout aux grosses pustules adventives de l'O. et du SO. qu'est dû ce comblement.

Le mieux reconnaissable des appareils secondaires est le bizarre Saraceno. Sa structure est mise à nu sur les falaises que les grandes cavités régulières du SO. et du NE. de l'île ont occasionnées dans ses flancs; elle est aussi visible sur sa vaste face occidentale uniformément étalée vers la mer. Il est formé de couches alternatives de laves très scoriacées et de lapilli, couches minces et presque horizontales. coupées en quelques points de filons et fuyant de tous côtés autour du sommet. Une de ces coulées de lave se poursuit comme un ruban sur une distance de 2 kilomètres, le long de la falaise de Spiagia lunga qui prolonge le flanc occidental du cône adventif, s'abaissant graduellement vers le NO.. selon le mouvement de la falaise. et constituant encore le récif de Pietra Quaglietta. Le cratère du Saraceno devait se trouver un peu à l'E. du sommet actuel, comme l'indiquent le pendage des couches et les modifications de couleur des pierres du sommet apparemment dues à l'action de gaz cratériques.

Les relations de ce strato-volcan avec le vieux volcan et le Piano ne sont pas connues sûrement. Au N., les jeunes produits de la Fossa laissent à l'E. les épaisses couches du Piano et à l'O. celles, beaucoup plus minces, du Saraceno. Il est probable, toutefois, que la formation de ce volcan suivit l'effondrement du Piano et que son activité en accompagna le comblement, peut-être jusqu'à la période subaérienne.

Un autre appareil, bien moins dégagé que le Saraceno, au S. duquel il se trouve, est désigné par Bergeat sous le nom de Timpone del Corvo, du nom d'une petite éminence du bord SSO. du Piano. La structure apparaît le long de la falaise du SO. de l'île et en quelques points du plateau. On voit une magnifique coupe d'assises de tuf alternant avec des couches de lave sombre, dont l'une peut se suivre sur plus de deux kilomètres. Pour Bergeat, ce versant rappelle entièrement le flanc N. du Monte Rivi de Salina; d'ailleurs, il vit dans une petite vallée ces couches plonger vers l'intérieur, soit à

l'ENE.; puis, à la surface du plateau, le pendage N. et NE. est encore visible; quelques petites coulées, mêlées au tuf superficiel, se dirigent vers la Sommata. Ainsi, le gisement entier du Timpone del Corvo représente un fragment de strato-volcan, dont plus de la moitié occidentale, comprenant cheminées et orifices, a disparu dans l'échancrure maritime.

Les relations du Timpone avec le Saraceno sont indistinctes, ainsi, d'ailleurs, qu'avec le Piano. Il est probable que cet appareil se forma à la suite de l'effondrement du vieux massif et que ses derniers produits furent émis alors que le Piano supérieur était émergé. Le grand cataclysme, explosion, ou plus probablement effondrement, qui fit disparaître plus de la moitié du Corvo et portion du Saraceno, dut survenir après la période d'assèchement du Piano et après la sortie des derniers produits de Sommata et de Chiappa Liscie. En tous cas, il est aussi antérieur au quaternaire, car, dit Bergeat, un petit lambeau de dépôt de cette époque couvre le voisinage du rivage, au S. du Saraceno, en plein champ d'affaissement.

La Felicicchie, petit dôme gemellé qui s'élève à 439 mètres, soit à 70 mètres au-dessus de la plaine, un peu à l'E. du Timpone del Corvo, est un troisième appareil, mais il est beaucoup plus récent, sinon en entier, du moins en presque totalité. Les petites coulées de laves qui le composent s'écartent du sommet dans toutes les directions. Cette pustule volcanique fut surtout active pendant la formation des tufs superficiels du Piano et, plus tard, durant la période quaternaire; une coulée s'enfonce, en effet, au NNO., sous les couches de la Casa Ferlazzi et reparaît plus loin, entre la Sommata et le Corvo; une autre, vers le S., atteint la mer sous un angle de 25° à 30°, et couvre en partie une assise de pierres ponces quaternaires; elle est à son tour recouverte d'un petit lambeau de tuf brun semblable au tuf-löss de Lipari.

Il faut peut-être aussi considérer comme appareil adventif distinct la pointe NE. du plateau méridional, la Punta Luccia, à la forme allongée en proue de navire renversée, aux minces couches de laves et de scories plongeant à la mer.

Enfin, il est probable qu'un massif volcanique, distinct de ce groupe méridional s'est dressé, à l'époque quaternaire vers le midi de l'île. On s'explique ainsi certains produits que l'on trouve sur le flanc S.

du Piano. Du bord de la mer, jusqu'à l'altitude de 250 mètres, la pente méridionale de l'île est recouverte de dépôts quaternaires marins étagés sur une épaisseur moyenne de un mètre, à travers lesquels on aperçoit çà et là l'ancien massif. Ces dépôts, régulièrement déposés, que recouvrent en partie les coulées de Felicicchie, sont constitués par des ponces andésitiques mêlées à des débris.

Hormis ces ponces andésitiques méridionales, tous les autres produits du vieux massif méridional, et ses appareils adventifs, tufs et laves, appartiennent à la famille des basaltes. Mercalli distinguait un basalte franc et une andésite à olivines caractéristiques. Sabatini les considère comme des basaltes-andésites à magnétite, olivine, augite, anorthite, labrador et oligoclase. Deux analyses de Ricciardi donnent 55,75 p. c. et 53,04 p. c. de silice. La moyenne de vingt-cinq exemplaires de Bergeat donne 54 p. c de silice. Au Saraceno, dont les matériaux sont riches en inclusions de quartzite, on a trouvé des spécimens où les augites avaient jusqu'à 6 centimètres. Les tufs du Piano sont presqu'en entier composés d'augites. A la Chiappa Lisce, ils sont riches en matières gypseuses et en peroxyde de manganèse.

L'arête de Lentia, déjà si distincte par sa forme et son isolement, a aussi une composition différant de celle du Piano. Elle est formée d'épaisses couches de lave, à stratification peu visible, mais ayant un pendage vers la convexité, c'est-à-dire vers la mer; à l'extrême pointe septentrionale seulement, au Monte Minico, on a trouvé un banc épais de produits meubles intercalé. D'après Sabatini, la roche est un trachyte gris, compact, à innombrables et très petits feldspaths à gros grains d'augites dans la région nord; brun, riche en augite et feldspath au Monte Lentia. Bergeat les considère comme des obsidiennes liparitiques; les unes ont des microlithes de sanidine et d'augite dans la pâte, quelques aiguilles de magnétite, des phénocristaux de sanidine, de plagioclase, d'augite et çà et là d'olivine; les autres en diffèrent par le recul de la sanidine et l'apparition de la biotite. Glaser à donné à quelques-unes de ces obsidiennes 70,38 p. c. de silice. L'arête de Lentia est un fragment d'appareil quelque peu semblable au Guardia de Lipari; surtout effusif, semble-t-il, sa masse principale et l'orifice devaient se trouver à l'est.

Les éruptions et le démantèlement du Lentia ont évidemment précédé la formation du cône de Fossa. D'autre part, les produits trachy-

tiques reposent assez clairement sur la nappe basaltique qui se dirige du Saraceno vers le récif de Pietra Quaglietta ; le Lentia fut donc, au moins en partie, postérieur au Saraceno, sinon à tout le vieux massif méridional. Il vint après l'effondrement du Piano, mais on ignore s'il débuta avant la période d'assèchement du Piano, avant l'affaissement du Corvo, avant les dernières manifestations des appareils adventifs du sud, ou s'il ne se forma qu'après le soulèvement qui porta jusqu'à 250 mètres les dépôts quaternaires du sud. On ignore également à quelle époque, même approximative, disparut la moitié du Lentia en même temps que portion du Saraceno et bordure septentrionale du massif du sud, car l'amphithéâtre est trop homogène, trop régulièrement coupé de falaises pour qu'un seul et même cataclysme ne l'ait pas produit. Il est admissible que Lentia et Corvo aient été engloutis en même temps, c'est-à-dire avant le quaternaire. L'édification de Lentia serait alors contemporaine des derniers épanchements du Corvo.

A une époque relativement très récente, l'activité volcanique reparaît dans cet énorme domaine effondré du NE. Alors s'édifient Fossa, Faraglioni, Vulcanello. Cette surrection peut être en rapport avec l'affaissement précédent, mais un autre accident géologique est certainement aussi à considérer : c'est la longue faille prolongeant les fractures orientales de Lipari. Non seulement les trois volcans précités et les plus jeunes appareils de Lipari y sont parfaitement alignés, mais on constate que, durant l'époque historique, l'activité persista le long de cette direction, des tufs altérés la jalonnant sur le flanc de Fossa.

Antérieurs à Fossa ou contemporains de ses premières phases, les Faraglioni sont bien un petit appareil à part qu'on ne peut que difficilement rattacher à son grand voisin au milieu des produits duquel il émerge. Ces deux buttes sont fortement altérées par d'intenses fumerolles qui y ont détruit toute cohésion. Le plus gros des Faraglioni, en même temps le plus distinct, celui du S., est formé de couches de tufs plongeant vers le sud et, au nord, d'une masse de lave qui pourrait être le culot cratérique mis à nu. La roche des Faraglioni est une trachy-andésite contenant de l'alun, du gypse et d'autres sulfates et qui ressemble aux plus anciens produits de Fossa. Des refuges contre les éruptions de Fossa ont été excavés dans la masse du rocher méridional.

Tous les géologues, depuis Dolomieu, s'accordent à voir dans le cône de Fossa l'appareil le plus jeune de Vulcano; sa structure apparaît dans les ravins divergents, dans les saillies des laves et dans l'intérieur de la cuve en temps de calme. Il est probable comme le pense Cortese que tous les produits sont subaériens ; le cône serait donc entièrement postérieur au soulèvement quaternaire.

Sa régularité n'est point parfaite; la base est légèrement allongée dans le sens EO., de plus le cratère actuel n'est point au sommet du cône. Déjà en 1875, Baltzer insiste sur la forme de l'arête qui termine la Fossa à l'E., au SE. et au S.. Mercalli, en 1891, attribue la disposition de cette crête arquée à des restes d'anciennes cuves cratériques. En 1894, Bergeat remarque, en outre, une discordance dans les couches qui se montrent aux parois du cratère actuel, au pied du piton suprême. De même qu'à la Cima delle Stromboli, il est probable qu'une *sciarra* s'est formée dans un cratère plus élevé que celui d'aujourd'hui, enlevant toute la partie nord-orientale de cette ancienne cuve, puis une nouvelle bouche, plus petite, s'est ouverte dans la région effondrée, et une troisième, constituant la cuve actuelle à l'O. des précédentes. Il y aurait là une transformation toute récente par rapport à l'âge de la Fossa.

C'est la lave qui est le plus important constituant du massif, du moins dans la partie inférieure. Elle forme une épaisse coulée au SE. et tranche fortement avec les bancs basaltiques de Luccia contre lesquels elle butte. On la voit à l'ENE., au bord de la mer et au fond d'un ravin qui la découvre jusqu'à 250 m. d'altitude; puis au NE., au cap de Punto Nere. Il faut peut-être relier aussi à ces laves de base le petit plateau trachytique qui se dresse isolément à 10 mètres au dessus des sables de la plaine NO. Au S. encore, les produits inférieurs sont des laves qui remontent de la vallée jusqu'à 275 mètres, près du bord du cratère. Donc, si la période historique fut essentiellement explosive avec quelques coulées, Vulcano eut antérieurement de très importantes périodes d'effusion.

Le domaine du massif récent ne se limite pas au cône. Une couche de cendres plus ou moins horizontale recouvre les environs des Faraglioni et remonte même sur Vulcanello. On retrouve ses produits sur les talus inférieurs de l'amphithéâtre et jusque sur la crête du Lentia, puis à l'E. du Saraceno à 300 ou 400 mètres d'altitude, et au revers extérieur de Punta Luccia.

Les matériaux visibles de Fossa sont tous de nature acide; on remarque pourtant deux catégories. Les plus anciennes laves, celles de base, et certains tufs, ont de 58 à 60 p. c. de silice; ce sont des andésites basaltiques ou des trachytes assez variés mais contenant tous de l'olivine. Les produits plus jeunes sont plus acides; ce sont des sables gris-sombre et rougeâtres, des cendres et lapilli ponceux, puis des coulées d'obsidienne, rhyolite ou liparite très singulière, dont la Pietra Cotte est le plus bel exemple.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut encore rattacher les laves du cône de Fossa à l'un ou l'autre des orifices supérieurs; on pense pourtant pouvoir attribuer à l'ancien cratère les laves anciennes, et à la cuve actuelle, ainsi qu'à Forgia Vecchia, les produits récents.

Bien que les relations entre tous ces massifs de Vulcano soient encore très peu précises, on peut esquisser une histoire du massif.

Au pliocène, après l'effondrement de la Tyrrhénide et l'édification du socle, encore immergé et inconnu, s'élevait le massif alors sous-marin, effusif et explosif, basaltique, dont la partie SE. est un fragment. Puis ce massif se disloqua par explosion, ou s'affaissa dans toute la région centrale et nord-occidentale. Un nouveau cycle d'éruption bâtit trois ou quatre cônes effusifs et explosifs sur les bords et dans l'intérieur de la région effondrée, remplissant l'intérieur de produits basaltiques. Le Piano, peu à peu comblé, se soulève, émerge même un peu, ainsi que quelques-unes des pustules adventives; le Timpone del Corvo, la Sommata et le Chippa Liscie continuent à émettre des laves. Survient alors le grand effondrement qui fait disparaître le SO., et peut être le N. par le même coup. Des dépôts quaternaires andésitiques s'étagent au S. provenant d'un volcan inconnu; puis un soulèvement de plusieurs centaines de mètres exonde l'île entière pendant que Felicicchie émet ses produits. Mais où placer, dans ce récit, le début et l'extinction du Lentia et la formation de l'amphithéâtre du NE.? On peut dire seulement que le Lentia fut postérieur au Saraceno, que ses produits, de nature toute différente de ceux des appareils que nous avons cités, puisqu'ils furent très acides, se répandirent peut-être durant les dernières éruptions du Corvo, de la Sommata, et même, dans le cas où le cataclysme du NE. ne serait pas contemporain de celui du SO., pendant ou

après le soulèvement quaternaire et l'effusion de Felicicchie. Enfin, les Faraglioni et la Fossa, effusifs puis explosifs, acides mais à moindre degré que le Lentia, entrèrent en action après le soulèvement quaternaire et l'effondrement du NE.; le dernier venu, Vulcanello, appartient, pour ainsi dire, à la période historique.

Ce qui frappe dans l'évolution générale de Vulcano, c'est le grand nombre et la petitesse des appareils successifs. Le caractère effusif et explosif semble avoir été persistant; dans l'ensemble, les bouches se sont graduellement déplacées du sud vers le nord; les produits, d'abord basiques, sont devenus particulièrement très acides, puis retournent, surtout avec Vulcanello, vers le type basique. Il faut remarquer aussi qu'à l'effondrement du Piano succède une ceinture de bouches périphériques, tandis que c'est au milieu d'un amphithéâtre d'affaissement et en un alignement assez nettement jalonné que s'élèvent les Faraglioni et la Fossa, puis, ensuite, Vulcanello.

Felicudi, *Filicudi* ou *Filicuri* est la *Phœnicussa* des Classiques ainsi nommée, dit Strabon, à cause de ses plantations de palmes. D'après Cortese le nom proviendrait de *fenicusa*, en mémoire des soldats phéniciens qui y périrent durant les guerres puniques.

Felicudi, de même que sa voisine Alicudi, n'eut guère d'importance ni pour l'homme ni pour le géologue; elle n'est pas particulièrement fertile et l'étude de ses volcans n'a jusquà Bergeat ajouté grandement à notre savoir. Du reste, les Classiques la signalent à peine et le moyen âge n'en dit rien. Spallanzani fut le premier explorateur moderne; après lui Ferrara, Hoffmann, Judd, Salina, Cortese, Sabatini, Ludwig Salvator, Mercalli, et surtout Bergeat, abordèrent l'île ou en parlèrent dans leurs descriptions d'Eolie.

Felicudi et Alicudi forment, sur un fond marin de 1 500 à 2 000 mètres, la branche occidentale de l'étoile éolienne, longue de près de 50 kilomètres, large de moitié; Felicudi en occupe à peu près le milieu, 18 kilomètres séparant sa pointe orientale des falaises de Salina. C'est par 1 300 mètres de fond que le massif de Felicudi commence à s'individualiser en se séparant de Salina à l'E. et d'Alicudi à l'O. A ce niveau le massif prend la forme d'un dôme allongé de l'ESE. à l'ONO.; sa base ovale compte une vingtaine de kilomètres de grand axe, une douzaine de petit. Les pentes sous-marines sont assez régulières; pourtant, à 500 mètres sous le niveau des eaux, une

bosse apparaît au flanc méridional, et 200 ou 300 mètres plus haut le morcellement supérieur s'annonce; une butte, Secca di Felicudi, s'isole au centre de la partie nord-occidentale, entre les courbes de 200 et 100 mètres de profondeur et s'élève jusqu'à 39 mètres en dessous de la surface; puis, à 1 kilomètre des côtes, par 50 mètres de fond, d'autres collines sous-marines se séparent, dont quelques-unes se dressent en petits récifs au-dessus des vagues. La masse principale de Felicudi prend, au sortir des eaux, l'aspect d'une coupole de 4,5 kilomètres NO.-SE. sur 2,5 à la base; elle est haute de 773 mètres et reliée au SE. à un petit massif conique, sauvage et nu, le Capo di Graziano, long de moins de 1 000 mètres dans la direction SO.-NE., large de moitié et atteignant 174 mètres d'altitude; la selle du pédoncule, le Piano del Porto, long de quelques centaines de mètres et large de quelques dizaines, est à l'altitude de 21.

Le massif principal s'élève en falaises, surtout vers le N. et l'O.; il y a aussi quelques petites plages dans la partie sud-orientale. Ses flancs sont ravinés et aboutissent à une crête d'environ 1 kilomètre de long, orientée dans le sens ESE.-ONO., comme l'île. Le point culminant, la Fossa delle Felci, est situé un peu au NO. La régularité générale des formes est interrompue par la Montagnola, bosse conique accolée au flanc méridional, dont la base semi-circulaire a 900 mètres de diamètre à la rencontre des eaux, la hauteur 333 mètres et qui se rattache au massif central jusqu'à 300 mètres d'altitude. Un autre accident, beaucoup moins apparent, est le Terrione, contrefort sud-oriental, haut de 280 mètres, assez plat, bien limité au N. et à l'O. par des vallées et aboutissant à la mer et au Piano del Porto.

L'île est peu cultivée et peu habitée (1 200 habitants), car elle manque d'eau, et, si ce n'est Terrione et Piano del Porto, de plaines mêmes étroites.

Spallanzani avait déjà signalé l'alternance, sur le pourtour de la montagne, des couches de laves et de produits meubles, et reconnu deux appareils, à produits divergents et cratère supérieur; Fossa delle Felci et Montagnola. Cortese et Sabatini distinguent en outre le Capa di Graziano et classent la plupart des produits parmi les labradorites. Mais la description de Bergeat est beaucoup plus complète. Il reconnaît quatre appareils : Fossa delle Felci, Terrione, Montagnola, Capo di Graziano, non seulement variés par la struc-

ture mais aussi par les produits, abstraction faite des édifices volcaniques que l'étude du socle sous-marin pourra révéler.

La Fossa delle Felci est le volcan le plus ancien et le plus important par la masse. Toute la partie NO., O. et SO. est composée de bancs de laves et d'agglomérats scoriacés, superposés, épais de quelques mètres, plongeant vers la côte et traversés çà et là par des filons. Les récifs, en général basaltiques, qui parsèment la mer à l'O., sont des fragments de filons ou de coulées, isolés par le choc des vagues, mais les plus éloignés représentent peut-être les restes d'un appareil plus ancien que la Fossa, et dont il ne resterait que ces débris. Le Scoglio della Fortuna, situé tout près de la Punta Perciato, à l'O. de la Fossa, et cette pointe elle-même sont deux petits filons d'andésite à pyroxènes, sans doute apparus en même temps que le culot central. De même dans la partie orientale, on voit laves et agglomérats alterner et plonger du sommet à la base sous un angle de 25° à 35°. Le type du volcan est donc effusif et explosif, à cheminée centrale, autour de laquelle rayonnent les produits. Ce sont des basaltes à 51 p. c. de silice, dolérites noires à augites, plagioclases et olivines, et parfois, comme dans la région NO. et dans le récif qui lui fait face, des cristaux d'aragonite de plusieurs centimètres.

Bergeat n'a découvert que de vagues indices de cratère, le sommet est plutôt formé par un culot d'injection, par un filon qui, là comme à la montagne Pelée, aurait bouché la cheminée; c'est une masse d'andésite à 57,38 p. c. de silice, à augites, hypersthènes et un peu de hornblende.

Les produits des autres appareils sont plutôt andésitiques. L'orifice du Terrione est aujourd'hui totalement invisible, mais ses épaisses coulées de laves, nettement apparentes, et qui, en certains endroits, recouvrent visiblement les basaltes, semblent provenir de la partie la plus haute pour se répandre vers le SE. et le S. jusqu'au Piano et à la mer. Ce sont des andésites à hypersthène caractéristique, ressemblant à celles de l'Angelo de Lipari; roches à pâte grise ou noire, à 57,52 p. c. de silice, à cristaux de plagioclase de 1 à 2 millimètres de long, à augites vertes, avec parfois de rares olivines. On n'a trouvé aucune ponce au Terrione et ce n'est qu'avec hésitation qu'on regarde le petit lambeau de tufs horizontaux, marins et quaternaires, qui couvre sa partie supérieure et les bombes géantes disséminées dans les environs comme résultat de ses explosions.

La Montagnola, dont le domaine correspond à celui du cône accolé à la Fossa, a donné des andésites à hornblende, à 60,64 p. c. de silice, à augite et hypersthène, contenant dans la partie supérieure du massif des inclusions de roches porphyriques. Aucune structure ne se laisse voir dans ce volcan et, contrairement à plusieurs de ses devanciers, Bergeat n'a pas trouvé de cratère au sommet. C'est une masse de laves, compacte, homogène, formant avec celles de Panaria et du Capo di Graziano (voir plus loin), les seuls exemples de l'Eolie en édifices compacts, sans cheminée ni structure apparentes. Toutefois, un filon de roche de même nature affleure au sommet, et au SO., près du rivage, on voit des bancs de blocs arrondis reposant sur les basaltes de la Fossa. Ces blocs témoignent d'une première période explosive de la Montagnola à laquelle il faut sans doute rattacher les bombes andésitiques éparses autour du volcan. Leur aspect de cailloux roulés et quelques autres indices font penser à Bergeat que ce sont des dépôts quaternaires de rivages; l'horizontalité des couches proviendrait de leur position sur une terrasse d'abration.

Les produits du Capo di Graziano sont des andésites à hornblendes à 62,20 p. c. de silice, à pyroxènes, apatites nombreuses et olivines rares; ils contiennent, en outre, en certains endroits, des inclusions qui sont probablement des fragments de gneiss ou de schistes. Quoique la division columnaire soit assez fréquente et qu'au NE. des couches de matériaux plongent vers le N., la masse du Capo apparaît encore plus homogène que celle de la Montagnola, car on n'y a trouvé aucun produit meuble; les ponces et blocs du voisinage pouvant plus probablement se rapporter au petit appareil occidental; il n'y a pas non plus de cratère. Le Piano est une terrasse d'abrasion formée dans la partie O. de ce massif; il est couvert de tufs quaternaires, ponces riches en hordblende, sous lesquels on voit encore les andésites du Capo reposant elles-mêmes sur le basalte.

Les dépôts de rivage que Bergeat considère comme quaternaires, les couches de ponces du Piano et du voisinage; le lambeau de tufs andésitiques à la partie supérieure du Terrione; puis un autre entre Terrione et Montagnola; les blocs andésitiques de la base du Montagnola; une petite couche de cailloux roulés de nature basaltique à l'O. de la Fossa, au bord de la mer; tous ces dépôts, généralement situés sur de petites terrasses d'abrasion, entre le niveau marin et 300 mètres d'altitude, envisagés avec la position relative des appareils, permettent

d'esquisser l'évolution et l'âge des volcans visibles de Felicudi. Sans parler de la Secca occidentale et de l'ancien édifice basaltique que l'on soupçonne de ce côté, il y eut d'abord, au pliocène, formation du grand volcan basaltique de Fossa, effusif et explosif, à cheminée centrale et filons, probablement en entier sous-marin; puis obstruction de la cheminée par un culot andésitique, provoquant au SO. du massif des épanchements andésitiques, avec coulées et amoncellements homogènes de roches un peu plus acides au SE., le Terrione et le Capo di Graziano. Il y eut ensuite abrasion marine et dépôts quaternaires, pendant qu'éclataient les premières explosions de Montagnola, puis édification sur ces produits d'explosion de la masse compacte de Montagnola. Le soulèvement qui fit émerger l'île jusqu'à son niveau actuel doit avoir été postérieur aux dernières éruptions et coïncidé avec le soulèvement de quelques centaines de mètres que subit Vulcano au quaternaire avec la plupart des Eoliennes. En somme, en même temps que l'activité se déplaçait vers le SE. et le S., il y eut, à Felicudi, légère et à peu près graduelle augmentation d'acidité des produits, mais changement de structure assez considérable.

De nos jours, on signale à peine dans l'île quelques fumerolles, quelques sources thermales et sulfureuses et il n'existe aucune tradition locale quant à une activité préhistorique.

Alicudi, *Alicuri*, autrefois Ericusa, « bruyères », *Ericolles*, *Alicurim*, etc., est la moins importante des Eoliennes; son éloignement, sa petitesse, la raideur de ses flancs, son aridité relative et son inactivité volcanique l'ont fait négliger par l'homme et les géologues. Aussi a-t-elle été fort peu étudiée par la plupart des savants qui visitèrent sa voisine de l'est. Et, pourtant, elle est au moins intéressante par la régularité admirable de sa forme et un peu par la structure.

Pilier occidental de l'Eolie, complètement isolé vers 1 200 mètres de fond comme on sait, Alicudi est la plus régulière d'entre toutes les îles Lipari. Cône presque parfait, à la pente de plus en plus accentuée, d'environ 36° dans la partie supérieure, sa forme a pu le faire considérer comme un volcan typique. Toutefois, la base, qui naît vers 1 500 mètres sous le niveau marin, est un peu elliptique, avec 25 kilomètres NE.-SO., 15 transversalement, et, en s'élevant, la plus grande largeur du massif tourne légèrement pour prendre au sortir des eaux, où le volcan a 2 500 mètres de long sur 2 100 de large, une

direction à peu près NS. De plus, la masse générale ne s'élance pas verticalement; elle penche sur sa base et le sommet est légèrement décentré vers le NE. Il est formé de quelques buttes, disposées comme l'arête septentrionale d'une dépression ouverte au S., large de 150 mètres, profonde de 20 ou 30; la plus haute de ces buttes est à 666 mètres d'altitude.

Les côtes ne sont pas hospitalières, formées de falaises sur presque tout le pourtour de l'île. Le versant O. et NO., exposé aux pluies dominantes, offre des pentes plus âpres et plus inégales. Les maisons des 300 habitants, entourées de vignes, d'oliviers et de châtaigniers, sont dispersées çà et là, profitant des terrasses occasionnelles, des coins abrités et des croupes les plus fertiles.

Dans l'unité de sa forme, la plupart des géologues ont cru reconnaître un volcan simple et régulier, effusif et explosif, à cheminée centrale et cratère supérieur, autour desquels rayonnent les produits. Sabatini considérait tous ces produits comme des basaltes et des labradorites; il avait cru trouver, en outre, au flanc N., deux petits orifices adventifs. Bergeat n'admet pas l'existence des cuves et il a reconnu une certaine diversité de structure et de produits. Toute la moitié nord-occidentale du volcan, du moins dans la région émergée, et en partie, la partie inférieure du S. et du NE., est formée de couches de produits meubles plongeant vers la côte, agglomérats, scories et cendres, avec quelques rares nappes de laves et quelques filons; produits de nature basaltique, en général doléritique, auxquels Glaser donne 51,24 p. c. de contenance en silice et dans lesquels on a trouvé des fragments de quartzites et de quartz. L'autre moitié de l'île, y compris le sommet, consiste en andésites à pyroxènes à 57 ou 58 p. c. de silice, formées d'une pâte brune avec cristaux de plagioclase, aiguilles d'augite et, en certains endroits, olivine et hornblende. Dans la partie supérieure, ce sont des blocs grossièrement brisés, sans disposition régulière, ressemblant un peu aux masses enchevêtrées du Guardia de Lipari. Aux flancs, ce sont des couches d'agglomérats et des coulées de lave, souvent divisées en blocs, fuyant du sommet vers la côte. En plusieurs endroits ces roches andésitiques sont visiblement superposées aux basaltes.

Certes il n'est pas douteux qu'une telle régularité de forme générale résulte d'une accumulation régulière, mais pour la partie émergée, il s'agit ici d'un massif ayant subi une évolution assez semblable à

celle du Stromboli, quoique la succession des produits amenés soit justement renversée. Toute la partie basaltique réprésenterait une Alicudi primitive dont le flanc sud-oriental se démantela ; il se forma une sorte de Sciarra dans laquelle s'épanchèrent les andésites que nous y voyons aujourd'hui. Les gros blocs désordonnés du sommet seraient le culot d'injection de la cheminée. L'arête basaltique qui devait empêcher les masses de pierre fondue de se répandre vers le NO. a probablement été nivelée par la mer.

Bergeat indique trois petites couches de dépôts quaternaires de rivage, au flanc E., vers 100 à 150 mètres d'altitude. Le volcan était sans doute déjà éteint lors de leur formation, et en grande partie émergé.

L'activité volcanique ne s'est fait plus sentir à Alicudi, mais on y sent parfois de faibles secousses sismiques ; le volcan n'a que des traces de fumerolles et Sabatini conclut de cette pauvreté en manifestations qu'Alicudi fut, de toutes les Eoliennes, la première à s'éteindre.

Ustica. Ce nom est peut-être dérivé d'Osteodes qui fut donné au petit îlot de Medico. à l'O. d'Ustica, à cause des ossements de 600 mercenaires carthaginois qui y moururent de faim.

Quoique ses relations avec les peuples divers qui se disputèrent la Sicile aient été presque continues, et quoique ses plaines soient très fertiles et relativement étendues, Ustica est restée en dehors du mouvement général de civilisation et surtout du mouvement scientifique qui nous occupe à cause de son inactivité complète. Elle est à ce point de vue, moins connue encore que les dernières Eoliennes et pourtant elle semble déjà bien importante. Les Classiques la citent à peine et les quelques auteurs qui en parlent après Fazello, ne le font qu'accidentellement en traitant d'Eolie ou de Sicile. D'ailleurs leurs indications ont surtout rapport à la topographie, au relief, à la flore, la faune, l'homme et ses cultures. La description géologique de Pietro Calcara, avec carte (1) est encore élémentaire et date de 1842 ; Mercalli s'est surtout basé sur le relief de l'île pour en indiquer la structure. La meilleure relation est celle de Cortese et Sabatini, dans leur ouvrage sur l'Eolie. Bergeat n'a pas visité l'île et

(1) *Giornale letterario*, n° 229, Palermo, 1842.

Ludwig Salvator dont la monographie est méticuleuse à tous autres points de vue, n'a fait que reproduire les opinions de Cortese.

Si, géographiquement, Ustica est assez distincte des îles Lipari, ses caractères géologiques, si peu connus qu'ils soient encore, permettent toutefois de la ranger, sous ce rapport, parmi les individualités qui composent l'Eolie : son petit volume; sa forme générale; ses appareils visibles, petits et surtout laviques ; ses matériaux, basaltes et andésites; sa position, dans le prolongement de la branche occidentale de l'Eolie et à la limite entre massif tyrrhénien effondré et plis secondaires et tertiaires de Sicile; son âge et les mouvements d'oscillation qu'elle subit; enfin, son extinction complète, dernière étape dans la marche décroissante de l'activité de la région orientale de l'Eolie vers l'Ouest.

Ustica se dresse hors des eaux tyrrhéniennes à 67 kilomètres au NO. de Palerme et 95 à l'ONO. d'Alicudi. Au Sémaphore qui en occupe à peu près le centre, les coordonnées sont : 38°42'24" pour la latitude N., 13°10'43" pour la longitude E. de Greenwich. On connaît à peine le socle immergé. La moindre profondeur environnante, au S., atteint 2000 mètres. Le massif d'allure plus ou moins conique doit avoir 20 à 25 kilomètres de largeur à la base.

L'île, au sortir des eaux, a un pourtour irrégulièrement ovale, de 3 1/2 kilomètres de grand axe SO.-NE., de 2 1/2 transversalement; pourtour formé presque partout de falaises de quelques dizaines de mètres, de promontoires noueux, et de rares petites baies ou plages comme à l'E., où une anse arrondie se prolonge dans l'intérieur en amphithéâtre, la Conca di Ustica, abritant la marine et les édifices de la ville. L'île est peu élevée pour son étendue et d'ailleurs bizarrement élancée. Au-dessus des falaises du pourtour s'étalent de larges terrasses; directement comme la Contrada di Tramontana, haute en moyenne de 50 mètres, dans la partie NNE.; indirectement comme la Contrada Jastrelle, haute de 100 à 150 mètres, dans la partie centrale, à laquelle on accède par les talus de la Contrada Spalmadore, au NO. et par les gradins de la Contrada S. Paolo au SSE. La partie saillante est formée par une succession de collines, disposées de l'O. à l'E., en arc de 1500 mètres de rayon, convexe vers le S. Cette crête qui sépare les deux terrasses principales de l'île, est constituée d'abord par le Monte Guardia di Turco, haut de 230 mètres, allongé du N. au S. sur 3 à 400 mètres et dominant presqu'abrup-

tement la mer au milieu de la côte NO. Puis au delà d'une selle de 176 mètres, la crête continue par une colline allongée sur plus de 1000 mètres de l'O. à l'E., dominant en haute falaise de 100 mètres la Contrada di Tramontana, et descend en contreforts roides mais moins raboteux dans la Contrada Jastrelle; le sommet de la crête enfin s'arrondit en deux bosses distantes de 400 mètres et à peine séparées d'une faible selle; Monte Guardia di Mezzo, ou Punta Maggiore, à l'O., culmen de l'île, couronné à 239 mètres par le Sémaphore; Colunnedda, à l'O., un peu moins élevée. Enfin, au delà de la dépression, plus large et plus basse qui fait communiquer la ville et la Contrada di Tramontana, la chaîne se termine par la butte allongée de Falconara, vraie citadelle naturelle projetée dans les flots presque partout environnée de falaises et dont le sommet aplati est à 156 mètres d'altitude.

L'îlot de Medico, 30 décamètres carrés, se détache du socle par 40 mètres du fond, à 5 ou 600 mètres de la côte nord-occidentale de l'île. La sonde a révélé, à 3 ou 4 kilomètres à l'O., un banc sous-marin, la Secca di Apollo, qui s'élève jusqu'à 40 mètres en dessous du niveau marin, et, à 1 kilomètre au N. de l'île, un autre, la Secca di Columbara, plateau triangulaire de 350 mètres de côté, dont le sommet au SO. est formé par une petite échine allongée arrondie aux deux extrémités, à peine inférieure de 2 ou 3 mètres au niveau marin.

L'île n'a qu'une petite vallée vers le SO., isolant de petits plateaux, et dans laquelle les vents violents et fréquents déversent l'eau apportée des mers. Pas une source ne jaillit du sol. La végétation est pourtant magnifique; en plus des forêts, de vastes cultures de blé, vignes, oliviers, cotons, melons et citrouilles couvrent le lehm fécond. Quelques bancs de coraux entourent l'île. Depuis un siècle la population a quintuplé; elle était en 1883 de 2016 personnes. Il est vrai que la moitié habite la ville et que pour beaucoup, Ustica constitue une résidence judiciaire forcée.

D'après Mercalli, Ustica serait formée de plusieurs cônes volcaniques juxtaposés; Guardia di Turco; Guardia di Mezzo et Falconara, autour desquels les coulées de lave trachytique (à feldspaths microscopiques, augites, petites olivines et écailles de mica, dit Ferrara) et quelques couches de tufs bruns variés, et de ponces, rayonneraient vers la mer. Près de la ville, un tuf remarquable, sous-jacent à la lave, contiendrait à la fois des coquilles marines

(*Pectunculus*) et d'eau douce (***Helix***) et prouverait qu'avant les dernières émissions de pierre fondue une partie de l'île émergeait déjà.

Un autre tuf, arène à ciment calcaire riche en coquilles marines (*Trochus*, *Cerithium*, *Lima*, *Mytilus*, *Pectunculus*. *etc.*, espèces probablement encore toutes existantes) se trouverait en divers points de la côte de l'île au-dessus de la lave et dans ses anfractuosités, et s'élèverait jusqu'à plus de 100 mètres; il prouverait une récente émersion d'Ustica.

Pour Cortese et Sabatini, le volcan principal, le seul appareil dont ils parlent avec quelque détail d'ailleurs, se serait trouvé dans la région septentrionale de l'île; sa partie orientale aurait disparu et il n'en resterait plus qu'un fragment, le Guardia di Turco. Presque tous les produits de l'île auraient été rejetés par cet appareil. Ces matériaux, des coulées de lave en général, appartiendraient à la famille des basaltes : les uns andésitiques, d'autres intermédiaires entre les andésites et les labradorites, d'autres encore franchement labradoritiques; roches noirâtres ou grises, compactes ou bulleuses, à microlithes et grains d'augite, magnétite ou olivine, à cristaux abondants de labrador, généralement d'olivine, parfois d'anorthite et d'augite et parfois, dans les cavités, limonite et calcite. En plus des coulées, quelques bancs de produits meubles intercalés se rattacheraient à cet appareil : lapilli, scories, bombes, fragments de lave. Parmi les autres collines, il en est probablement qui constituent des appareils à part, mais Cortese n'en dit rien. Il signale seulement au sommet du Guardia di Mezzo, une masse andésitique presque entièrement cristalline, à pâte gris-violacée, à microlithes de magnétite et cristaux de feldspath, qui forme peut-être un culot d'injection.

En plus de ces appareils, les deux savants italiens signalent des tufs jaunâtres subacqueux, où dominent les scories, à la partie orientale de l'île, qui sont peut-être les mêmes que les tufs à *Pectunculus* et ***Helix*** de Mercalli. Du même côté se trouverait un lambeau de tuf blanc, ponceux, avec petits morceaux de scories vitreuses, dépendant probablement des éruptions andésitiques du Guardia di Mezzo. Et le long de la côte sud-orientale, s'étendraient des couches de scories, cimentées d'un calcaire sableux, très fossillifère, contenant des espèces peut-être identiques à celles qu'on a trouvées en divers points de la côte insulaire, et à celles de Mercalli.

Pour Cortese, la Contrada di Tramontana serait une véritable

terrasse d'abrasion marine, avec tufs et cailloux roulés parfois très volumineux; de même la Contrada de Spalmadore, à l'O., plus étroite, et celle de Jastrelle, au centre, plus élevée et sur laquelle de petits plateaux témoigneraient de points ayant résisté à l'érosion. Ces terrasses, semblables à celles qu'il a trouvées aux Eoliennes indiqueraient selon leur altitude les étapes successives du soulèvement de l'île.

Les divergences d'opinions entre Bergeat et Sabatini sur la nature des roches de l'Eolie, se seraient sans doute également produites à propos des produits d'Ustica si le savant allemand avait visité cette île, et ces roches se classeraient parmi les andésites à 60 p. c. de silice et les basaltes à 52 p. c. de silice.

D'autre part, une bonne partie du tuf subacqueux recouvrant les terrasses, signalé par Cortese, aurait été considérée par Bergeat comme tuf-löss, ou comme dépôt quaternaire marin de rivage, ainsi qu'il l'a fait pour les îles Lipari, et, dans ce cas, la géo-tectonique de l'île aurait été quelque peu modifiée.

Quoi qu'il en soit, on peut conclure qu'Ustica s'est formée, comme les îles Eoliennes, au voisinage des lignes de contact entre la vieille Tyrrhénide et les glissements secondaires et tertiaires du nord de la Sicile et sur la ligne de fractures d'Eolie occidentale; qu'elle a dû commencer son action vers le pliocène, édifier ses petits appareils supérieurs au quaternaire, puis après extinction, alors qu'une faible partie émergeait, subir un mouvement d'élévation, de plus de 100 mètres, sans doute contemporain de celui des Eoliennes.

Aujourd'hui elle est complètement éteinte; elle n'a même plus de mofettes et l'histoire ne parle que de secousses sismiques modérées, rarement violentes comme celle du 29 mars 1906. Quelques auteurs présument de cette extinction et de l'aspect dégradé du relief qu'Ustica fût éteinte même avant Alicudi.

Etna*, *Ettena* des indigènes, fut de tous temps le nom sous lequel on désigna ordinairement le grand volcan sicilien. Que la provenance en soit phénicienne ou indo-européenne, selon les différents étymologistes, il impliquerait toujours une idée de feu; « fournaise, brûleur, etc. », et confirmerait déjà la lointaine activité du volcan et sa constance historique. Les Grecs l'appelaient Αιτνα ou αιτνη, et les Romains *Aetna*, comme actuellement les Allemands. Au temps des Arabes on désigna la montagne sous le nom de *Gibel Utlamat*,

« Mont brûlant » ou simplement *Gibel*, « Mont » par excellence, qui, combiné avec le mot italien Monte, est devenu ***Mongibello***. Quelquefois le massif superbe est appelé ***Volcan de Sicile*** ou ***Volcan de Catane***; mais Catane n'est en réalité que Κατα αἰτνα, « sous Etna » des premiers Grecs qui fondèrent la cité brillante 2700 ans avant nous, sur les ruines d'une acropole plus antique.

L'Etna occupe dans l'histoire de l'homme et de la vulcanologie une place aussi considérable que le Vésuve, quoique pour des raisons quelquefois un peu différentes. Dès l'aurore de l'Histoire, alors que l'Italie est encore barbare, de grandes cités actives et savantes s'élèvent dans son voisinage et sur ses pentes inférieures : le monde grec l'entoure; il en est à peu près le centre. Pendant le moyen âge encore, période de troubles et d'ignorance générale, plusieurs fois des civilisations remarquables, arabes et normandes, florissent en Sicile, à sa base. Et quoique durant les quelques derniers siècles, le mouvement de civilisation s'étant déplacé vers le N. et le NO., l'Etna ait un peu perdu de sa priorité et cédé au volcan de Naples la première place, il n'en reste pas moins un des volcans de la terre les mieux étudiés et connus. A cette particularité de la position géographique historique, l'Etna joint la grande fertilité de ses tufs et de ses cendres, l'abondance et la pureté des sources de sa base, la douceur du climat des régions inférieures, la variété, la richesse de sa végétation, tous avantages capables de retenir fortement les hommes dans le domaine de la montagne. De plus, la majesté imposante de sa masse, énorme, régulière, bien isolée, avec ses zones concentriques de climat, de végétation et d'aridité ; les changements d'aspect qu'occasionne le cycle continu des saisons. des jours et des heures mêmes; ets urtout la constance et la grande envergure de ses terrifiants phénomènes éruptifs, devaient profondément impressionner les populations qu'il nourrissait ou celles que les vicissitudes amenaient dans son voisinage. De là, le respect, la terreur, l'admiration que l'Etna suscita et qu'on retrouve dans les mythologies et les légendes. De là aussi l'attrait qu'il présente pour les artistes et les savants. Il est vrai que cette énormité de relief et cette grande envergure des phénomènes, auxquelles il faut ajouter la violence des vents et l'acuité du froid dans les régions supérieures, ont rendu pénibles l'exploration du massif et l'étude complète de ses manifestations éruptives. Pour les vulcanologues, l'Etna est devenu important par la constance, l'am-

pleur et la périodicité de ses éruptions, excentriques en général; par la complexité de sa structure qui révèle une évolution régulière dans la position successive des axes éruptifs, ainsi que plusieurs phases d'amoncellements énormes et de cataclysmes destructeurs, et qui sembla momentanément confirmer la théorie de L. de Buch; par la grande homogénéité de ses produits essentiellement basiques; enfin, par la position tectonique qu'il occupe isolément dans les terrains plissés et faillés de la Sicile orientale.

Bien que ce soit dans le dernier siècle seulement que des descriptions complètes de la forme générale et de l'aspect du massif volcanique aient été données, dans les belles pages d'Elie de Beaumont notamment, et que des mesures très précises aient été prises, les écrits des Classiques et des auteurs qui suivirent jusqu'au XIXe siècle, simples notes, récits d'itinéraires, aperçus de l'une ou l'autre particularité du relief, sont toutefois suffisants pour que nous soyons certains que la forme et la physionomie du volcan sont restées à peu près les mêmes depuis les débuts de l'histoire écrite en ces régions, c'est-à-dire depuis 2 ou 3000 ans. D'ailleurs, aucune éruption enregistrée n'a présenté de phénomènes assez violents pour changer considérablement le relief. Mais si les descriptions anciennes nous attestent la grande altitude du mont, ses régions étagées de cultures, de forêts, de sauvage et froide aridité, elles nous laissent toutefois deviner que les quelques derniers cents mètres ont changé d'aspect; d'autre part, les calculs de Sciuto Patti montrent que, si l'activité a gardé pendant ces 2 ou 3000 années la même intensité que durant les deux ou trois derniers siècles, ce qui semble probable, plus du sixième du volume total du massif a été rejeté par les cratères et les fissures. Il est vrai que c'est surtout vers le milieu des flancs que les matériaux s'accumulent, et même en certaines régions du pourtour seulement; en outre la végétation, plus ou moins aidée par l'homme, a vite regagné le terrain envahi par les flots de pierre fondue ou les pluies de cendres corosives.

Depuis Homère et Pindare, le volcan a donc présenté aux hommes la même forme générale et le même aspect que ceux qu'il offre encore aujourd'hui.

L'Etna s'élève par 37°44'3" de latitude N. et 2°33'8" de longitude E. de Rome; du moins telles sont les coordonnées de l'Observa-

toire, situé à 2942 mètres d'altitude, un peu au S. et un peu au-dessous du bord du cratère suprême. La masse fait légèrement saillie sur la ligne générale des rivages de la côte au milieu de laquelle elle s'élance. Sa personnalité est déjà nettement distincte au seul aspect de sa forme, si différent de celui du paysage environnant, et son pourtour est d'ailleurs bien indiqué.

Au N. et NO., s'allonge la croupe déchirée et boisée du Pelore et des Nebrodes, haute d'environ 1 500 mètres, tandis qu'à l'O. s'élèvent, comme des avant-monts de cette grande échine, les quelques chaînes plus basses, plus petites, plus déjetées de Nicosie. Au SO. et S., le pied du volcan se perd dans les petites collines des *Terre forti* et la belle plaine de Catane, élevée de quelque dix mètres, et toute couverte de cultures. A l'E. s'étend la nappe immense de la mer. Le Simeto, Simetho de Strabon, qui descend des Nebrodes et gagne le mer au S. de Catane, limite le volcan du côté occidental et méridional; l'Alcantara qui coule plus directement à la mer le sépare de la chaîne septentrionale, et le seuil entre les deux vallées, au NO. du massif, est à peine large de 5 kilomètres et haut de 860 mètres. Toutefois la limite n'est pas rigoureuse. Dans la partie moyenne de sa vallée, le Simeto a été légèrement dépassé par quelques flots de lave, et le petit fleuve a dû se creuser dans la roche un nouveau lit coupé de rapides et de cascades, tandis que vers l'amont, aux environs de Maletto, et vers l'aval, d'Aderno à Paterno, les laves restent à une distance moyenne de 3 kilomètres du fil de l'eau, distance qui s'agrandit encore entre Paterno et Catane au sud du volcan. Au NNO., la haute vallée de l'Alcantara est une limite précise, mais plus bas elle devient singulièrement incertaine; tandis que les petits cônes d'éruption de Mojo, au N. du grand volcan, s'élèvent dans une petite plaine au delà du torrent et que les produits volcaniques s'allongent en une bande étroite dans toute la basse vallée jusque près de Taormina, au NE. du volcan, au contraire, une crête de sédiments allongée NO.-SE. sur 12 kilomètres, large de 8 kilomètres, haute en moyenne de 600 mètres et dominée par le Monte Rizzo (822 mètres) s'interpose entre l'Alcantara et l'Etna. Il est vrai qu'un petit torrent, passant à Linguaglossa et à Piedimonte, borde aussi cette crête au SE., du côté du grand massif.

Quoi qu'il en soit, ces limites largement dessinées donnent avec la mer à la base du volcan, un périmètre d'environ 150 kilomètres, en

forme d'ovale allongé, un peu effilé au SSE., une longueur N.-S. de 60 kilomètres, une largeur E.-O. de 40 kilomètres et une surface de 1600 kilomètres carrés.

Le sous-sol sédimentaire qui se montre sur tout le pourtour volcanique, excepté à l'E. toutefois, et qui affleure en trois ou quatre points *(fenêtres)* au NE. de Catane, vers Aci-Castello, fait attribuer au socle du massif une faible pente générale du NO. au SE. La ligne de contact entre la roche éruptive et les sédiments qui composent les collines, hautes de 900, 1000, 1139 mètres même, d'entre Maletto et Bronte, est à 800 mètres environ. Elle tombe successivement à 700, 500 et 200 dans la région occidentale, et conserve cette dernière altitude au midi, sur les collines des *Terre forti* et les affleurements d'Aci-Castello. De même au N., elle n'est plus qu'à 500 mètres à la plaine de Mojo et descend successivement à 100 mètres et moins à la base sud-orientale de la crête de Rizzo. Toutefois, les collines qui accidentent ce pourtour, la chute plus rapide du niveau de contact au N., et l'absence complète de sédiments sousjacents dans la partie orientale, entre Aci-Reale et Fiumefreddo, montrent que ce socle n'est pas uniforme, et qu'une grande dépression s'étend probablement sous toute la partie nord-orientale du massif. Sciuto Patti donne au sol sur lequel s'est édifié l'Etna une hauteur moyenne de 210 mètres.

En ces limites, l'Etna développe sa masse, la plus élevée et la plus volumineuse parmi les volcans d'Europe. Sa forme générale est celle d'un cône. D'où qu'on le voit, ses flancs bosselés ou crevassés s'élèvent d'une pente en général de plus en plus accentuée vers la pointe terminale, noyée dans les vapeurs ou finement découpée sur le ciel, et d'où s'élance le gracieux panache de fumée. Mais, quoique sa hauteur soit considérable, puisqu'elle dépasse 3000 mètres, elle n'est pas proportionnelle à l'étendue de la base, et l'Etna « frappe moins par son élévation que par l'ampleur de sa masse » [FOUQUÉ]. D'ailleurs le cône est loin d'être régulier. En plus de cette base elliptique, ovoïde même, la position du sommet est excentrique et se trouve vers le foyer septentrional de l'ellipse En outre, les génératrices, de longueur et d'inclinaison variable, sont loin d'être rectilignes; cela découle en partie de la position du sommet, de la forme de la base et de l'inégalité de niveau du socle; en partie aussi des accumulations locales de laves et de cendres, des crevasses d'explosions, ou des terrasses

formées par les chocs de la mer. D'une façon générale, le cône est très régulier dans la partie O., NO. et N., du côté où le socle est le plus élevé, et il garde cette régularité dans les parties supérieures du flanc méridional. Mais vers 800 mètres et jusqu'à 3 ou 400 mètres plus bas, ce flanc sud s'étale largement dans la direction du SSE. en une terrasse peu inclinée, renflement probablement dû à l'abondance des produits émis par les nombreuses fractures qui sont survenues en ce lieu durant la période historique, et qui plus bas, vient se confondre avec les basses régions de Misterbianco, Catane et Aci-Reale. Tout le flanc oriental de l'Etna, au contraire, depuis le voisinage du sommet jusqu'au rivage marin compris entre l'Alcantara et Aci-Reale, semble avoir été raclé et légèrement évidé : on dirait une face de pyramide plutôt qu'une portion de cône : les laves, qui sont issues de fentes au NE. et au SE., au lieu de suivre une génératrice, se sont déversées à l'E. Non seulement cette face latérale est moins saillante que le reste du massif, mais de vastes coupures et cavités l'échancrent encore en divers points.

Comme l'avait déjà montré E. de Beaumont, l'Etna se divise en trois régions principales et distinctes selon l'altitude. En bas, du moins du côté oriental et méridional, des bords marins et des *Terre forti* jusqu'à une dizaine de kilomètres à l'intérieur du massif et 500 mètres d'altitude, la pente est presque nulle, à peine 3°. Ce sont les ***talus latéraux*** de E. de Beaumont.

Au-dessus de 500 mètres la pente s'accentue, mais ce n'est qu'au-delà du bombement sud-sud-oriental, et lorsque le volcan s'est dégagé de son socle au NO., qu'elle atteint une inclinaison moyenne de 10°, pour arriver à 15°, 20°, 25° et plus, vers le haut. Cette partie moyenne, forme ce que E. de Beaumont, a appelé, assez improprement semble-t-il, la ***gibbosité centrale***. Elle se termine, vers 2 900 mètres, par une troncature circulaire, un peu allongée N.-S., d'environ 3 à 4 kilomètres de largeur et nettement visible lorsqu'on regarde le volcan du côté occidental.

Enfin, le ***cône terminal***, édifié durant la période historique, se dresse sur cette terrasse supérieure dans sa partie sud-occidentale. Sa base circulaire, de 2 000 mètres de diamètre, laisse deux plateformes, une au NE. et une autre plus petite au SE., celle-ci bien connue sous le nom de Piano del Lago, à cause de quelques flaques d'eau temporaires. Le cône, aussi grand que la Fossa de Vulcano mais

plus petit que le cône supérieur du Vésuve, est très régulier; sa plus haute pointe est depuis plusieurs années à l'altitude 3 274 mètres, près de 400 mètres plus haut que le Piano; ses flancs ravinés par les eaux ont une pente de 32° environ; le cratère offre actuellement l'aspect d'un entonnoir, au bord circulaire déchiqueté de 500 à 550 mètres de diamètre, de près de 300 mètres de profondeur et d'où fusent quelques vapeurs.

L'accident orographique le plus caractéristique de l'Etna est l'énorme échancrure du *Val del Bove* qui entame tout le flanc ESE. de la montagne en contrebas du Piano; c'est un évidement de plus de 10 kilomètres de long dans le sens ONO.-ESE., de 5 de large, découpé comme à l'emporte-pièce jusqu'en plein cœur du massif et dont les escarpements sont d'autant plus formidables qu'on s'éloigne plus des basses pentes orientales de l'Etna avec lesquelles le fond vient se confondre. Le Val est fermé au N. par la Serra delle Concazze et son prolongement oriental, arête rigidement dirigée du bord NE. de la terrasse supérieure vers Milo; les parois ont jusqu'à 1 000 mètres de hauteur. A l'occident, l'enceinte supérieure consiste en gradins escarpés, alignés NS., d'une hauteur totale pouvant dépasser 1 200 mètres, puis au SO. et au S., la muraille s'incurve en un double amphithéâtre : Schiena dell'Asino, Serra del Solfizio, Monte Zaccolaro pour celui d'amont; Monte Sciuri Casino, pour celui, plus petit, d'aval. Le Val del Bove, ouvert à son extrémité E., vers Milo et Zaffarana, a 2 ou 3 kilomètres de largeur. En réalité, dans l'enceinte commune il y a deux cuvettes tangentes indiquées par les incurvations de la paroi méridionale et séparées par un gradin énorme coupant le fond du val; talus de 100 mètres de haut, dirigé N.-S., dont la partie supérieure est à l'altitude 400 environ. Les rochers les plus saillants en sont : au N. Rocca Musarra, au milieu Monte Finocchio, au S. Monte Colanna. Le Val del Bove supérieur forme la plus grande cuvette des deux et la plus sauvage, avec ses sombres parois, son fond parsemé de cônes et cratères secondaires, de cheires noires, « abîme de désolation, silence et mort », dit Stoppani, où pas un ruisseau ne bruit, pas une cabane ne s'élève. Le Val del Bove inférieur est quelque peu envahi par la végétation.

Un autre trait des plus caractéristiques du relief etnéen est le nombre extraordinaire et la position des cônes secondaires. Sartorius en indiquait 200 sur sa carte en 1845. Sa liste était incomplète et avec

ceux qui se sont formés depuis, certains géographes en comptent aujourd'hui 700 ! C'est entre les altitudes 700 et 2 000 qu'ils se dressent surtout, bien qu'on en trouve dès la courbe de niveau 200 et jusque sur les flancs du cône terminal. Ils se pressent davantage selon certaines directions; vers le S. et le SE. sur le bombement qui s'approche de Catane; vers l'O., entre Aderno et Bronte; vers le NO. du côté de Randazzo; vers le NE. et dans le Val del Bove. La plupart se groupent sur des lignes radiales, au nombre de 3, 5, 10, et même plus de 20, en petites chaînes qui ont de quelques centaines à quelques milliers de mètres d'étendue. Ces pustules, pour la plupart coniques, en majeure partie formées durant la période historique, sont en général entièrement composées de cendres. Le plus grand nombre de ces buttes n'ont que quelques dizaines de mètres de surrection, mais il en est de plus élevées comme les Monti Rossi, cônes gemellés qui dépassent 137 mètres et comme le Monte Minardo, près de Bronte, qui atteint 213 mètres. Les cônes les plus récents ont encore la forme normale, avec des cratères béants au sommet de flancs noirs et nus ; d'autres, plus vieux, ont des pentes adoucies, des cuves égueulées ou nivellées; d'autres encore ne sont que de simples bosses à moitié ou au trois quarts noyées dans des coulées de laves plus jeunes. Combien d'appareils adventifs ont ainsi disparus? Dans les hautes régions du massif, les cônes sont nus, plus bas on les voit se couvrir de sapins, de hêtres, de chênes, de châtaigniers, de vignes ou d'oliviers. Tel cratère de la région inférieure est un merveilleux jardin où de blanches villas brillent dans la verdure.

La partie inférieure du flanc NE., E. et SE. de l'Etna fournit encore un autre accident caractéristique de relief. Jusque vers 500 mètres d'altitude, plusieurs terrasses régulières sont étagées sur une longueur de 40 kilomètres, depuis le pied SO. du Monte Rizzo jusqu'aux environ de Catane : on dirait un escalier de Titans. Entre Catane et Aci-Reale, les gradins sont proches de la mer et s'y terminent même en falaises et promontoires, qu'accompagnent à quelque distance les sept îles des Cyclopes, en face d'Asi-Castello. D'Aci-Reale à l'embouchure de l'Alcantara, les alluvions de quelques ruisseaux ont formé une plage basse, large de 2 à 3 kilomètres qui borde le pied de la dernière marche.

Le volume de la masse éruptive de l'Etna dont nous n'avons relevé que les principales irrégularités ne serait pas moins de 625 kilomètres cubes, d'après Sciuto Patti.

L'Etna constitue une personnalité géographique bien distincte. Toute une gamme de climats, équivalente à celle qui se déroule sur l'étendue de l'Europe entière, s'étage sur ses versants, depuis la plaine de Catane et le bord marin, que suit l'isotherme de 18°, jusqu'au sommet dont la moyenne thermométrique est inférieure à zéro. Les vents d'hiver amènent des pluies qui donnent 500 millimètres d'eau sur les basses pentes et environ 1000 sur la cime. D'octobre à fin mai, la neige recouvre le sommet, descendant parfois jusqu'à l'altitude 1 000, et persiste souvent l'été durant en certaines dépressions du cône terminal exposées au nord. Les eaux superficielles s'écoulent au SO. vers le Simeto, à l'E. vers la mer par quelques *fiumari* ou *torrenti* alternativement tumultueux et desséchés, mais une grande partie de l'eau de pluie et de la neige fondue pénètre dans les cendres et les roches poreuses pour reparaître, surtout au contact des argiles du sous-sol, en fontaines nombreuses. Entre 500 mètres d'altitude et le bord de la plaine et de la mer, et spécialement au SO., au SSE., et à l'E. du volcan, elles forment des alignements jalonnés de villes et d'habitations. D'ailleurs, dit Vidal de la Blache, « l'Etna est un grand filtre dont les bords, surtout au S. et à l'E., regorgent d'eaux pures et abondantes ».

Le cône terminal est dépourvu de toute végétation, sauf celle de quelques courageux *senecio aetnensis* qui s'aventurent jusqu'aux abords du cratère; plus bas poussent des genêts et des astragales chétifs parmi les coulées de laves et les amas de cendres qui forment une *zone désolée* se rattachant au Val del Bove. La *zone forestière* s'étend — s'étendait plutôt — de l'altitude 2 000 à celle de 1 000; des coulées de lave récentes y ont fait de larges trouées et l'homme a dévasté de grands espaces. Au-dessous d'une frange de bouleaux nains, la principale essence est celle du pin; dans certaines parties abritées et humides du NE., du N. et de l'O., des lambeaux de forêts de hêtres et quelques beaux bois de chênes se conservent encore, mais au SO., au S. et à l'E., la forêt a presque complètement disparu et est à peine remplacée par des châtaigneraies. Sur la lisière inférieure des bois, commence la merveilleuse *zone des cultures* et des habitations; au N. et à l'O., elle présente encore le même aspect qu'au temps de Pindare et d'Ovide; de ce côté, la zone est étroite et ce sont principalement des blés et des oliviers qui dominent. Aux flancs opposés, favorisés par le climat, l'industrieuse

population a aménagé le sol en le pulvérisant, en l'étageant en gradins, en l'irriguant avec les eaux du Simeto qui n'est jamais à sec. La vigne commence dans les châtaigneraies et devient vers 800 mètres le produit principal; puis lui succèdent oliviers et amandiers et, au-dessous de 300 mètres, les fameux agrumi (oranges, citrons, mandarines). En quelques coins, autour des cités, apparaît même la végétation subtropicale, palmiers, cotonniers, etc.

Cette région fertile est une des plus peuplées du globe, et cela en dépit des dangers d'éruptions. La Sicile compte 120 habitants au kilomètre carré, mais l'Etna groupe sur ses flancs plus de 320000 habitants, soit 250 au kilomètre carré. Si l'on ne considère que le croissant orienté vers le SE. au-dessous de l'altitude de 800, on arrive à une population spécifique de plus de 600 habitants, qu'atteignent, par ailleurs, bien peu de districts agricoles. Les centres du NO et N. sont peu nombreux : Bronte, la ville la plus proche du cratère (15 km.), Maletto, Randazzo, jamais ravagée, Mojo; mais les agglomérations se pressent par douzaine sur les autres flancs; citons seulement Catane (120000 habitants), Aci-Reale, Aci-Castello, Misterbianco au SO. de laquelle s'élèvent les culots volcaniques de Motta, Paterno à 500 mètres au N. de laquelle sourd la Salinelle, salse active environnée de sources acidulées, au pied des derniers escarpements de lave; Aderno, l'ancienne Hadranum de Denys le Tyran.

L'Etna est cerclé par une voie ferrée, mais n'a pas de funiculaire : un sentier et le télégraphe aboutissent au Piano del Lago où se trouvent l'Observatoire du Sommet, la *Casa Inglese* bâtie par des officiers anglais en 1811 et la *Tour du Philosophe*, petite construction romaine ou normande en ruines. L'ascension est extrêmement pénible à cause de la longueur du trajet et de la nature rugueuse ou croulante du sol. On s'arrange généralement pour coucher, soit à la lisière inférieure des bois, soit plus haut à la Casa Inglese mais, pour peu que le temps soit propice, quel spectacle attend au sommet le courageux voyageur! Depuis la vaste chaudière ouverte à ses pieds jusqu'aux linéaments de l'Afrique, à 350 kilomètres de distance, un immense panorama se déroule, comprenant toute la Sicile, les îles des mers Tyrrhénienne et de Sicile, puis la Calabre et la mer Ionienne. La beauté de l'horizon risque de faire oublier l'intérêt scientifique de la montagne elle-même!

Le volcan est toujours actif; pour le moins est-il surmonté d'un

panache de vapeur; mais souvent des phénomènes plus importants se font jour. Ce sont des explosions de vapeurs noires, avec secousses et fracas, des rejets de cendres et de blocs, des coulées de laves. Mais tant que le point de dégagement reste situé au cône terminal, le volcan est plutôt magnifique que terrible. Les éruptions qui se portent aux flancs sont plus dangereuses; c'est alors la zone forestière qui est entamée, que la lave sourde en un point isolé ou suivant un alignement de petits cratères sur une génératrice du cône. Le désastre est à son maximum lorsqu'une fissure s'ouvre dans la région où l'homme s'est fixé; c'est alors la destruction des vergers, des jardins, des villes elles mêmes. Mais quoi qu'il arrive, « le vif reprend le mort », la végétation revient et une nouvelle génération d'hommes prospère là où périt la précédente.

Les multiples influences que le massif volcanique exerça sur l'homme à travers le cours de l'histoire ont fourni matière à une documentation considérable, en grande partie classée aujourd'hui.

Laissant de côté les mythes dus peut-être aux Sicules et qui nous sont parvenus sous la forme que leur donnèrent Grecs et Romains, nous possédons des documents précieux de Pythagore, Thucydide, Aristote, Elien, Lucrèce; puis du Ier au VIe siècle, Diodore, Corn Severus, Strabon, Pline, Sénèque, Suetone, Lucilius Junior, Pomp. Mela, Appien, Claudien, Solin, J. Obsequens, Orosius, Procope donnent au moins des notes sur l'aspect de certaines parties du massif, sur la disposition des zones de végétation et d'aridité, sur les explosions de cendres au sommet et les éruptions aux flancs. Ils ajoutent quelques dates de paroxysme et tentent des explications sur la cause des phénomènes; à cet égard, le seul livre de Lucilius Junior qui nous soit parvenu, est un essai plutôt curieux. Strabon laisse clairement entendre que l'ascension de l'Etna se faisait communément à son époque; une ville, Aetna, se serait trouvée vers la limite supérieure de la région boisée et aurait été le point de ralliement naturel des voyageurs.

Les renseignements s'espacent durant le moyen âge : ce sont les désastres provoqués par les éruptions qui seuls attirent l'attention des Arabes et Normands, des Allemands, Angevins et Aragonnais. Malgré de grandes lacunes, la chronologie des éruptions est plus complète toutefois que du temps des Classiques; la date et la durée des paroxysmes sont souvent indiquées, ainsi que les surfaces et régions

dévastées. Falcandus, Abu-Hamid de Grenade, Arnold de Lübeck, M. Salvaggio, P. Bembo, Philotheo, Alberti Leandro, Sebastian Münster sont les rares auteurs scientifiques que l'on puisse citer. Les documents consistent surtout en chroniques et archives compilées dans les monastères.

Mais avec le XVIIe siècle réapparaissent les chercheurs ; c'est, du reste, un siècle terrible pour les habitants des pentes de l'Etna. Les récits deviennent plus exacts et plusieurs éruptions sont décrites d'après observation directe. Les ouvrages de Baronio, Cluvers, Fazello, Coronelli, Bollandus (*Acta Sanctorum*), Luza, Th. Campanella, P. Carrera, A. Azour, Gemma, Borelli, Mancini, Tedeschi, Bacconi, sont les meilleurs de l'époque. Puis, au siècle suivant et au début du XIXe, ce sont Massa, d'Orville qui se fait descendre dans le cratère, Recupero, Aretii, Barbagallo, Riedesel, Hamilton, Brydone, Borch, Houel, Dolomieu, Faujas de Saint-Fonds, Gioenni, Mirone, Spallanzani, Maravigna, De Luc, Ferrara, Amari, Brocchi, Davy et Alessi. Avec Elie de Beaumont et Lyell, le massif est attaqué dans toutes ses propriétés. L'Etna sert de principal champ de discussion aux partisans et adversaires de la théorie imaginée par L. de Buch. La plupart des géologues prirent part à cette lutte d'opinions : Luca, Dommando, Hoff, Byland-Palsterscamp, Palgrave, L. Pilla, H. Abich, Hoffmann, Calcara, Daubeny, Bornemann, P. Scrope, Deville, Grossi, Mantovani, Fuchs, Roth, Th. Bergk, Sciuto Patti, Baltzer, Falb, vom Rath, Saussure, Rodwell, Stoppani, les Gemmellaro dont l'un, Carlo, ne cessa d'étudier la montagne pendant un demi-siècle. Mais l'œuvre capitale fut celle de Sartorius von Waltershausen, monumental ouvrage paru en 1880, fruit de trente années d'observations personnelles et résumé de tous les travaux précédents. Depuis la publication de cette monographie, qui marque la fin de la théorie des cratères de soulèvement, peu de choses ont été ajoutées à nos connaissances sur l'Etna ; ce sont quelques analyses plus précises des produits, quelques détails sur les relations tectoniques, des idées générales sur la périodicité des éruptions et leurs caractéristiques, notes dues à Baldazzi, Cossa, Fouqué et surtout à O. Silvestri, Ricco et Mercalli. En même temps des commissions ont été chargées de l'étude de certaines éruptions et du relevé exact de l'orographie ; l'Observatoire enfin s'élève dans le voisinage du cratère.

Si rares et peu précises que soient les notes des auteurs antérieurs à ce dernier siècle, elles sont suffisantes pour nous convaincre que les variations subies par le volcan depuis 2000 ans ne sont pas très considérables. Les modifications ne sont importantes que dans les 400 derniers mètres de la montagne et quelques régions des flancs.

Sartorius, le premier, a établi assez nettement l'évolution du sommet en se basant surtout sur la structure des parties supérieures en même temps que sur les documents. Le cône terminal s'est principalement élevé durant le XVIIIe siècle, mais la terrasse qui lui sert de base, assez régulière en apparence, est en réalité très accidentée, et le savant allemand y a retrouvé les indices de deux vastes cratères, l'un très ancien, l'autre de formation historique, qui servent de points de repère pour comprendre les descriptions données par les auteurs.

La plus ancienne et la plus grande de ces cuves, le ***cratère elliptique*** de Sartorius, a laissé des fragments visibles en trois points : toute la partie NNO. et NE. en deux morceaux d'une longueur totale de 2 à 2 1/2 kilomètres, et la partie SSO. longue de 490 mètres entre le cône terminal actuel et le Val del Bove. Cette chaudière avait un grand axe probable de 3950 mètres dans la direction NO.-SE. et un petit axe de 2850; l'altitude moyenne du rebord est de 2925 mètres. Toute la partie sud-occidentale est cachée par le cône terminal actuel ; toute la partie sud-orientale a disparu dans l'effondrement du Val del Bove, à une époque qui n'a laissé que des souvenirs confus à nos lointains ancêtres ; l'arête septentrionale, est interrompue par les coulées de 1809 et 1838, descendues du cône récent. Les couches de laves et de scories qui composent ces fragments de cratère dominent par des falaises d'une dizaine de mètres de hauteur la troncature de l'Etna. En outre, dans la partie supérieure du Val del Bove, une petite terrasse horizontale, couverte de cendres et de lapilli différents des produits voisins, interrompt brusquement les parois abruptes qui s'inclinent vers le Val : Sartorius considère ce fragment appelé Piano-Leone, comme un reste du fond du cratère elliptique ; son altitude est d'une centaine de mètres au-dessous de l'arête du cratère elliptique.

L'autre cuve, à peu près circulaire, est presqu'exactement recouverte par le cône terminal actuel. Le rebord du cratère ne se voit plus qu'en deux fragments, au SSE. L'un d'eux est une échine de 540 mètres de longueur E.-O., à l'altitude de 2925 mètres, formant vers le N. un escarpement d'une dizaine de mètres contre lequel sont venues butter

les laves de 1787, 1832 et 1838; elle touche à l'orient l'extrémité N. de l'arète SSO. du cratère elliptique et porte à l'occident la Casa Inglese. L'autre fragment de cette cuve, encore beaucoup plus petit, affleure un peu à l'ouest. Le cratère du *Piano del Lago*, ainsi que l'appelle Sartorius, a environ 2600 mètres de diamètre; ses produits ont, d'une part, contribué à combler le cratère elliptique, et, d'autre part, à augmenter le relief extérieur des hauts versants occidentaux de l'Etna. En plus des fragments de rebords cratériques, son existence est prouvée par le palier circulaire qui existe à la base du cône terminal; une inclinaison, à peine sensible, 2 à 3°, succède à la forte pente du cône, suivie à son tour par des pentes de 25°. Le palier est moins sensible au N. et au NE., mais il existe pourtant et, de ce côté, le versant du cratère va se perdre dans la plateforme du cratère elliptique. Le cratère du Piano del Lago a donc son centre sur le bord sud-occidental du cratère elliptique et ce même centre paraît être aussi celui du cône terminal actuel.

Quelles qu'aient été les transformations de passage entre les deux anciens cratères, avant, pendant ou après, peut-être, avant, pendant et après la formation du Val del Bove, on peut affirmer que jamais les vicissitudes n'intéressèrent un niveau inférieur à celui du cratère elliptique, qu'elles ne bâtirent jamais d'appareil plus volumineux que celui dont on voit la partie inférieure sous le bord du cractère de Piano, qu'elles ne formèrent jamais orifice plus vaste que le cratère de Piano. On peut conjecturer que, après la formation du Val, le grand cratère elliptique, vidé, s'éteignit, que la cheminée se déplaça au bord SO. et y édifia un cône régulier. En tous cas, durant la période historique, c'est sur ce point sud-occidental que l'activité se manifesta.

Certes, la description de Strabon ne peut guère s'appliquer au cratère du Piano, deux fois plus grand. Le « plateau tout uni, de 20 stades de circuit environ, et bordé circulairement d'une sorte de bourrelet de cendres... », plateau au sol peu solide et brûlant, au milieu duquel on apercevait une butte conique fumante, devait surmonter d'après Sartorius, à 300 mètres plus haut, les flancs prolongés du cône sud-occidental; c'est dans cette cuve ou sur ses bords que, « par suite de la nature capricieuse des éruptions volcaniques », — c'est toujours Strabon qui parle — devaient se former les « nouveaux cratères qu'il n'était pas rare de voir s'ouvrir sur tout le pourtour du

sommet ». Les écrits, vagues et espacés, des auteurs suivants indiquent, d'une part, des démolitions successives qui réduisirent ce sommet jusqu'au niveau de la grande cuve de Piano, et, d'autre part, l'existence d'une ou plusieurs cuves supérieures, variant d'aspect et de dimension, mais dont l'une garde en général les mesures du cratère de Strabon, de plus en plus élargi. Solin, dans la première moitié du Ve siècle, dit seulement que « sur le mont Etna, il y a deux ouvertures à travers lesquelles la fumée est projetée ». D'après Falcandus, lors de l'éruption de 1169 et du formidable tremble-terre qui secoua la Sicile orientale et la Calabre, « une partie du sommet de l'Etna sembla avoir été considérablement brisée », vers le NE. Et de même, d'après Fazello, le sommet se serait encore écroulé, vers le S. cette fois, lors de l'éruption et du tremble-terre de 1444. Et Bembo, quelques années plus tard, signale l'existence, au sommet, de deux cuves distantes de la portée d'une fronde, dont l'une, la plus élevée, entourée d'une étroite saillie, avait trois milles de circonférence (1) et laissait voir, au fond, un large trou qui lançait des pierres brûlantes. Cette cuve était sans doute le grand cratère de Strabon, agrandi par les écroulements de 1169 et 1444, tandis que l'autre, puits immense environné d'une plaine étroite et chaude, était probablement un orifice latéral, ouvert peut-être dans la plaine nord-orientale de la troncature supérieure et aujourd'hui caché par des produits plus récents. En 1533 et 1540, Philotheo vit deux cratères, l'un à l'E., d'environ 100 pas de diamètre, l'autre à l'O. En 1541, Fazello ne vit qu'un seul orifice, vaste chaudière de quatre milles (7136 mètres ?) de circonférence et très active, plus grande donc que les cuves de Strabon et Bembo, mais moindre que le Piano del Lago actuel. Enfin, d'après quelques auteurs qui parlent de l'éruption de 1669, notamment Borelli et Papallardo, toute la partie supérieure du volcan se serait écroulée et le circuit du cra ère aurait doublé durant ce formidable paroxysme. La gravure de Borelli, faite du S., montre clairement la diminution de la montagne jusqu'un peu au-dessus du Monte Frumento méridional, soit au niveau du cratère de Piano.

Ainsi, on connaît, dans ses grandes lignes, l'évolution du sommet

(1) D'après Spallanzani. C'est sans doute le mille lombard, 1784 mètres. Du reste, les autres milles italiens ne diffèrent guère de celui-ci. 3 milles = 5352 mètres.

depuis Strabon jusqu'en 1669. où le cratère devint réellement cette vaste bouche de 2600 mètres de diamètre que nous retrouvons encore. Sans tenir compte des transformations de moindre importance, il est certain qu'il y eut diminution générale de hauteur en même temps qu'élargissement progressif du débouché principal des produits. Par la suite, dans la période relativement si courte qui s'est écoulée depuis 1669, ce grand cratère s'éteignit comme s'était éteint le cratère elliptique. Ses vastes dimensions ne furent point utilisées par les éruptions, moins brutales, des siècles suivants. La cheminée centrale déboucha toujours en son centre, mais l'orifice s'isola, s'entoura d'accumulations grandissantes qui, peu à peu, comblèrent l'énorme chaudière et finirent même par en cacher la plus grande partie des bords. La formation, en deux siècles, de cet édifice interne, montre que dans les périodes sur lesquelles les documents font défaut, périodes jusqu'à cinq fois séculaires, soit deux fois plus longues que celle qui vit s'édifier le cône terminal actuel, il a pu se produire, puis disparaître, de pareilles constructions terminales, dans les cuves de Strabon, de Bembo ou de Fazello. Mais aussi la destruction du haut sommet du Piano, présage peut-être aussi celle du cône actuel.

D'Orville, en 1721, vit encore ce cratère énorme formé en 1669 auquel il donne « peut-être plus de 4 milles de tour (8000 mètres?) », mais à travers les tourbillons de fumée et de flammes rougeâtres, il aperçut, au centre, un monticule conique, composé de laves, dont il estima le sommet à soixante pieds au-dessous du bord cratérique et dont la base pouvait avoir de six à huit cents pieds de circonférence. C'était le cône actuel qui s'édifiait. Et déjà en 1750, Vicenzo Chiusi dit avoir trouvé au sommet de l'Etna une montagne de forme conique, dont le pied avait environ trois milles de tour et le flanc 1 000 mètres, dimensions un peu moindres que celles du cône terminal actuel. Une plaine de 100 perches (120 mètres?) de tour, au centre de laquelle une ouverture lançait, de temps en temps, une fumée puante, terminait cette colline. Depuis cent cinquante ans, le cône terminal s'est développé et le cratère s'est modifié. D'une façon générale, il semble que l'accumulation de matériaux augmente la hauteur et le volume du cône, sans que de grands paroxysmes viennent détruire ou fortement retarder cette œuvre, et qu'en même temps les dimensions du cratère diminuent. En 1769, Hamilton donne au cratère 2 1/2 milles de tour (4500 mètres?) et l'année suivante, Brydone

lui en attribue 3 1/2 (6500 mètres?); en 1788, Spallanzani donne au cône une hauteur qui correspond à celle qu'il a aujourd'hui: des deux cratères actifs qui s'ouvraient alors au sommet, le plus grand situé au SO., profond de 300 mètres, au fond plat percé de nombreuses bouches, n'avait que 1 1/2 mille de tour (2700 mètres). Durant les trois premières décades du XIX[e] siècle, une même grande cuve circulaire de 400 mètres de diamètre et d'environ 250 de profondeur subsista, sans même modifier les dentelures de son bord, telle la Dent, culmen situé au NE., auquel Smyth en 1815 et John Herschell en 1824, attribuent 3314,4 et 3319,9 mètres d'altitude; à peine, au fond du cratère, deux ouvertures donnaient-elles lieu à de petites accumulations de produits. Vers 1830, en plein bord ESE., s'ouvrit le Pozzo di Fuoco; en 1855, Bornemann trouva vers l'orient un troisième cratère, mais par la suite et jusqu'en 1879, les voyageurs ne signalent plus que la grande cuve occidentale, toujours surmontée au NE. par la Dent. Toutefois, c'est sur l'arête opposée, au SO., qui avait continué à s'élever par l'apport de produits meubles que se trouvait le véritable sommet par 3369 mètres. L'éruption de 1879 fit crouler en partie les bords; le sommet s'abaissa d'une centaine de mètres (3274 actuellement) et le diamètre s'élargit de 150 mètres.

Les modifications de relief aux flancs de l'Etna durant la période historique ont un caractère différent de celles qui survinrent au-dessus du cratère elliptique. Celles-ci furent aussi bien destructives que constructives, tandis que celles-là se bornèrent, par une répétition du même phénomène, à grossir dans de grandes proportions le volume du volcan. Une fente radiale, s'ouvrant à mi-flanc en un ou plusieurs points, rejette des produits meubles qui s'accumulent dans un rayon plus ou moins étendu et dégorge généralement par les parties basses une ou plusieurs coulées de lave qui emplissent les dépressions les plus accessibles. Puis, sur le flanc opposé ou en un lieu voisin, ou même sur la même fracture, la série des phénomènes se répète, ajoutant de nouveaux apports, couvrant en tout ou en partie les amoncellements antérieurs, qui peu à peu, disparaissent dans l'édification.

D'après les calculs de Sciuto Patti et de Mercalli, l'Etna a rejeté de ses flancs depuis 1669, jusqu'en 1865 pour le premier, jusqu'en 1879 pour le second, environ 3 1/2 kilomètres cubes de lave; et il est probable que le volume des matériaux meubles a été deux fois plus considérable, soit donc en tout, pour un travail de deux siècles, une

accumulation de 10 kilomètres cubes. En supposant — et cela est très probable — que l'activité de ces deux cents années donne un bon étalon de ce qu'elle fut durant les vingt-cinq siècles de période historique, c'est 100 à 150 kilomètres cubes de matériaux qui auraient été ajoutés à la masse de l'Etna, soit environ la sixième partie de ce qu'elle est aujourd'hui. Comme la troncature du sommet a conservé la même altitude et que la base s'est peu modifiée c'est par le bombement des flancs que ce résultat a pu être obtenu. Les masses épanchées se sont surtout solidifiées entre les altitudes 200 et 2 000, et plus dans de certaines directions que dans d'autres, notamment vers l'O., le NNO., l'E. et le SSE. Nicolosi occupe le centre d'une région particulièrement visitée par les laves. Au contraire, les laves de quelques génératrices du cône ont une apparence préhistorique et aucune éruption n'a jamais été signalée dans leur direction, par exemple vers le SO.

Le travail volcanique associé à l'incurie de l'homme a modifié l'aspect des flancs en dégarnissant en partie la montagne de la zone forestière; le suffixe *in Bosco* resté à certains villages, aujourd'hui situés en des régions déboisées, témoigne suffisamment du recul des arbres [VIDAL DE LA BLACHE.]

Nous avons dit que l'Etna était toujours actif; du moins a-t-il été signalé tel par ceux qui en ont parlé dans le cours des âges. Même, grâce aux traditions rapportées par les Classiques, pouvons-nous faire remonter cette activité constante à trois à quatre mille années avant nous et la prolonger par la pensée à travers les périodes intermédiaires qui constituent des lacunes plusieurs fois séculaires dans l'histoire du volcan. Depuis deux cents ans, en particulier, on peut dire qu'il n'y eut jamais de calme complet.

D'autre part, il paraît certain que la cheminée centrale actuelle fut le siège de cette irritation continue. Que l'orifice terminal ait été le cratère elliptique, le cratère du Piano ou celui de notre époque, l'axe de cette cheminée semble avoir peu varié de position. C'est par le sommet de l'Etna que se dégagent sans cesse des vapeurs, alors que le reste du massif est au repos. Elles y persistent même quand les phénomènes principaux ont lieu en d'autres points.

Les différentes manières d'être de l'activité etnéenne se classifient aisément. On distingue les manifestations terminales (au cratère supé-

rieur), subterminales (sur les flancs du cône terminal — autant qu'il y en existe un), latérales ou excentriques (en contre-bas du Piano). Parmi les premières, il y a le type sous-solfatarien ou de moindre activité, le type solfatarien, le type strombolien. enfin, le type effusif. Mais il est évident que les caractéristiques posées pour ces types sont imprécises et que les phases passent fréquemment de l'une à l'autre par une suite de degrés insensibles. Quant au terme « éruption », on ne l'emploie guère que lorsque les habitants du flanc de la montagne sont pris d'inquiétude en voyant un torrent de lave descendre plus bas que le Piano del Lago.

L'état de calme relatif auquel le volcan revient plus ou moins vite après chaque exaspération comporte au moins la sortie de gaz volcaniques par un ou plusieurs évents dans l'unique cratère, et parfois quelques fumerolles sur les flancs extérieurs du cône terminal. Il se dépose çà et là du soufre, du salmiac ou d'autres sels. Les périodes de ce type sont rares. On signale, par exemple, les années 1759 à 1763, et un laps de quatorze mois de 1880 à 1882.

Dans le type solfatarien proprement dit, le volume des gaz, vapeurs ou fumées est plus considérable; les jets remplissent le cratère, de sorte qu'on n'en voit plus le fond, et un immense panache gris ou blanc surmonte le volcan. Ces émissions sont continues ou intermittentes, enflammées ou relativement froides, silencieuses ou bruyantes. Les matières sublimées augmentent en quantité. L'Etna répond alors aux descriptions de Strabon, de Solin, de Fazello (1541), à celle de la période 1656-1669. A leur tour, D'Orville, V. Chiusi, Brydone, Borch, puis Hamilton en 1769, Spallanzani en 1788 (période 1787-1791) constatèrent les mêmes phénomènes. De 1855 à 1863, en 1880, en 1882 et actuellement (1908), c'est la phase solfatarienne.

Que l'activité augmente, c'est le type strombolien. Les orifices du fond cratérique rejettent des cendres, des lapilli, même de la lave et s'entourent de cônes de débris. Ces jets de matières solides ou pâteuses sont en général intermittents, mais ils peuvent se répéter à intervalles réguliers pendant des mois ou des années, avec des variations de violence et d'emplacement. Bembo vit l'Etna en période strombolienne; c'était aussi l'état du volcan de 1603 à 1607, en 1638, de 1669 à 1682, de 1727 à 1754, mais cette dernière période fut coupée par des phases plus violentes; puis de 1755 à 1759, de 1800 à 1830,

de 1863 à 1865, de 1873 à 1880, de 1882 à 1883, on observera encore ce type explosif. Une description précise est celle du 8 août 1864 : O. Silvestri vit que du cratère terminal s'élançait une gerbe incandescente; par intervalles de cinq à six minutes, on sentait une secousse du sol et on entendait une détonation; une bouffée de vapeurs très acides jaillissait et des paquets de scories incandescentes, peu volumineux, montaient jusqu'à l'altitude du bord cratérique pour retomber au fond.

Dans toutes ces phases, l'Etna est considéré comme en période de calme, la poussée volcanique ne suffisant pas à rejeter les matériaux en dehors du cratère. Ces périodes remplissent les intervalles — des mois, des années, des décades même — entre les éruptions, et la faible activité cratérique persiste généralement si celles-ci ont leur siège aux flancs du volcan.

Les classiques n'énuméraient que cinq ou six éruptions. A la fin du XVIIIe siècle, Spallanzani en comptait une trentaine, dont dix éruptions cratériques et vingt latérales. Aujourd'hui plus de cent cinquante, dont les descriptions sont d'une valeur très inégale, en sont classées. Sur ces cent cinquante éruptions, plus des trois cinquièmes ont eu lieu depuis 1400 — et nous sommes loin de connaître toutes celles des XVe, XVIe et XVIIe siècles — (soit près de vingt par siècle en moyenne), et les autres avant 1400 (trois par siècle depuis l'an 1000 avant Jésus-Christ). Ceci prouve simplement notre ignorance de ce qui s'est passé avant la Renaissance.

En 1321, 1323, 1328, 1333, 1350, plusieurs fois entre 1494 et 1533, en 1541, 1554, 1633, 1693, 1694, 1781, 1798, 1799, 1805, 1809, 1899, la cheminée centrale fut soumise à des poussées strombolienne assez puissantes pour lancer le *pin* de fumée et de cendres jusqu'à plusieurs milliers de mètres et faire retomber les lapilli, scories et bombes sur les flancs du cône. Ces *éruptions terminales* sont les manifestations les plus simples qu'on fasse entrer dans la liste des éruptions de l'Etna.

Un paroxysme de nature différente provoque l'*éruption terminale effusive*; la lave remplit le cratère et fait déborder une coulée basaltique par l'une ou l'autre échancrure, mais ces coulées descendent rarement plus bas que le niveau du Piano. D'ailleurs ces effusions sont courtes, peu volumineuses et rares. En 1732, 1735, 1736, 1744, 1745, 1752, 1753 ce furent probablement des phénomènes de ce

genre qui interrompirent une longue période d'activité strombolienne; en 1787, la lave descendit vers l'OSO.; en 1831, nouvelle coulée de lave; puis, en 1838, débordement suivant deux directions opposées, vers le NO., ce qui recouvrit un fragment du mur du cratère elliptique, et vers le SE. jusque dans le Val del Bove. En 1842, 1863, 1864, 1868 eurent lieu de nouvelles coulées issues du cratère terminal.

Il n'y a rien d'extraordinaire à ce que l'énorme pression de la colonne de lave (d'après Mercalli, elle atteindrait 825 atmosphères au niveau de la mer, 82 tonnes par décimètre carré), puisse provoquer des fissures dans le cône terminal par lesquelles la lave s'épanche. Ces *effusions subterminales* sont généralement beaucoup plus abondantes que celles issues du cratère suprême; le flot de lave descend le plus souvent bien au delà du Piano, et dévaste même parfois la région boisée; on n'en compte, du reste, qu'un petit nombre. En 1682, la lave s'écoula vers le Val del Bove, en 1688 (?), nouvelles effusions subterminales dans la même direction, suivies d'une éruption latérale. En 1809, huit bouches éruptives s'ouvrirent à la base du cône vers le NE., et, quelque temps après, la fissure se prolongeant en contre-bas du Piano, treize nouvelles bouches versèrent la lave qui atteignit la route de Randazzo à Linguaglossa. D'autres éruptions subterminales eurent lieu en 1831, 1838, 1842 et 1863. En 1869, c'est le versant E. du cône qui se fissura et laissa couler la lave en cascade de feu dans le Val del Bove.

Mais de toutes les éruptions, ce sont celles dont le siège est aux flancs, *éruptions latérales* ou *excentriques*, qui sont spécialement caractéristiques du volcan. Ces éruptions, d'une courte durée relative, se déplacent fréquemment, durant le travail des forces internes, de l'amont vers l'aval. La fissure, toujours orientée suivant une génératrice du cône, ainsi que Borelli le fit remarquer à propos du cataclysme de 1669, s'ouvre entre les altitudes 2000 et 700, soit donc à au moins deux kilomètres du sommet, et semble intéresser de tous autres foyers que la cheminée centrale. Aussi, ces manifestations excentriques, ne semblent que peu affecter l'état momentané du grand cratère. Tandis que le siège du paroxysme se déplace vers le bas, le long de la fente radiale, le cratère terminal reste peu actif, ou du moins son activité est faible relativement aux phénomènes qui se font jour ailleurs.

On s'est souvent demandé lesquelles des éruptions représentaient le plus grand effort. Suivant Spallanzani, les effusions cratériques correspondraient à un synergisme maximum parce que la montée de la lave a lieu à une altitude plus considérable, tandis que les autres, par leur plus forte violence, témoigneraient d'une proximité plus grande des foyers internes, provenant peut-être même de sources qui ne seraient point en contact avec les magmas centraux, mais ces discussions semblent un peu futiles en face de l'ignorance profonde où nous sommes encore du dynamisme volcanique interne.

Les éruptions latérales sont généralement précédées de tremble-terre qui se font surtout sentir vers le lieu où le déchirement du sol se prépare, puis les secousses cessent avec la venue des produits à la surface, mais elles reprennent quand les effusions sont terminées et se répètent pendant quelque temps. Ces phénomènes furent très nets en 1865, 1874 et 1879.

Voici une énumération succincte des éruptions excentriques et de leurs caractéristiques. Entre crochets sont mises les éruptions terminales et subterminales. Le point d'interrogation précédant la date indique l'ignorance où l'on est de la nature de l'éruption ; le point d'interrogation mis après la date indique une éruption excentrique dont le lieu d'émission n'est pas connu.

Avant l'ère vulgaire, nous trouvons, principalement d'après les recherches d'Alessi : (?) 1500. — (?) 1470. — (?) 735. — 693, vers Catane. — (?) 565. — 475, vers Catane. — 426 ou 425, vers Catane. — 394 (?) — (?) 141. — (?) 135. — (?) 126. — 122 ou 121, vers Catane. — (?) 61. — (?) 56. — (?) 49. — (?) 44. — (?) 42. — (?) 36. — (?) 31. — (?) 10.

Années de notre ère : (?) 38. — (?) 50. — (?) 72. — (?) 165. — 252, vers Nicolosi et Catane. — (?) 400. — (?) 410. — (?) 420. — (?) 500. — (?) 560. — (?) 604. — (?) 644. — (?) 814. — (?) 859. — (?) 911. — (?) 1004. — (?) 1044. — 1064 (?). — (?) 1157. — (?) 1160. — (?) 1164. — 1169, 4 févr., éruption très violente au flanc SE.; il y aurait eu 15000 morts. — 1175 (? — (?) 1194. — (?) 1197. — (?) 1222. — (?) 1250. — 1284 ou 1285, éruption dans le Val del Bove. — [1321]. — [1323]. — [1328].

1329, 28 juin. — D'une fente formée au-dessus de Rocca Musarra, dans le Val, sortirent des produits qui édifièrent le Monte Lepre; le

mois suivant, une nouvelle fente s'ouvre dans le voisinage de Fleri, la lave forme le Monte Rosso et coule jusqu'en mer au N. d'Aci-Reale. — [1333]. — 1333 ou 1334, éruption effusive abondante au SE. — [1350].

1381, 6 août. — La lave surgit d'une fissure située à une altitude très basse, près de Mascaluccia (SSE., 1/4 S.), forme les Monti Arsi et se déverse en mer en comblant le port d'Udine, au N. de Catane.

1408, 9-20 novembre. — Au flanc S. du volcan, au NE. de Nicolosi s'édifient des bouches éruptives, d'où sort une grande quantité de lave.

1444. — Éruption dans la région de Nicolosi comme les deux précédentes; la lave est très abondante. En même temps, de fortes explosions abaissent notablement le sommet du cratère terminal. — 1446, sortie de lave à la base de Rocca Musarra. — 1447 (?).

1470. — Éruption qui suivit le même chemin que celle de 1381, le lieu d'émission se trouvant au pied des Monti Arsi.

1494. — Bembo assiste à cette éruption qui édifie le Monte Frumento méridional, à 2844 mètres d'altitude, au SSE. du volcan.

Éruptions terminales répétées de dates imprécises entre 1494 et 1533.

1533 (?). — 1535. — A quelque distance en amont de Nicolosi, s'éleva, selon Gemmellaro, le Monte Nero de Zappini. — 1536, en mars. Une violente éruption terminale, avec effondrement d'une partie du bord cratérique, donna naissance à des torrents de lave qui descendirent vers Randazzo, Bronte et Aderno (NNO., O. et SO.), puis le flanc S. s'ouvrit dans la région boisée, au-dessus de Nicolosi; une abondante coulée forma un second Monte Nero au SE. de celui de 1535. — 1537, 12 mai. Le flanc SE. se fend à une haute altitude; en quatre jours, la lave parcourt 10 kilomètres et envahit Nicolosi et Monpiliere. — 1540 (?). — [1541].

1550. — Centre de l'activité au Monte Frumento méridional (SSE). — [1554]. — 1566, novembre. Coulée de lave vers Linguaglossa (NE.). — 1578 (?); 1579 (?) — 1580. Une nappe de lave menace Aci-Reale (SE.). — 1595. Selon Waltershausen, des laves situées au NE. d'Aderno (SO. du volcan) datent de cette époque. — 1603 (?).

1607. — D'importantes coulées provenant d'une haute altitude descendent à l'OSO., jusque près d'Aderno, et d'autres, au flanc opposé, surgissent à une hauteur moindre. — 1608. Effusion abondante vers le S. — 1609, juillet. Éruption dirigée au NNO., vers Ran-

dazzo. — 1610. L'effusion suit. à deux reprises, le même chemin OSO. qu'en 1607.

1614, juillet. — Éruption lavique au flanc N., remarquable par la lenteur de la coulée et de son refroidissement. Olivieri atteste que la lave avança pendant neuf années au bout desquelles la tête était à 10 milles du point d'émission. D'après Borelli, elle n'aurait avancé que de deux milles en dix ans. — 1624. Les bouches de 1614 donnent une nouvelle quantité de laves qui, pour ainsi dire, se superposent aux précédentes.

[1633, 21 février]. — 1634 vers le SSE. et le SE., des éruptions répétées émettent des laves qui coulent vers Fleri et Nicolosi. — 1635 (?). — 1636 (?).

1640, 1643, 1646. — A plusieurs reprises, les effusions laviques se dirigent vers Linguaglossa et Mojo; lors de la dernière de ces éruptions, s'édifie le Monte Nero septentrional à l'altitude 1930. — 1647 (?).

1651, 16 janvier. — Eruption sur deux flancs opposés; la lave descend vers Bronte (O.) et dépasse cette ville: à l'E., la lave menace Mascali. — 1653 (?). — 1654 (?). — 1656 (?).

1669. — C'est la plus violente éruption dont nous ayons l'histoire. Après un violent tremble-terre qui remua les environs de Nicolosi, une fente s'ouvrit le 11 mars sur une longueur de plusieurs milles, puis, le soir du même jour, se prolongea à l'aval jusqu'à Monpiliere sous Nicolosi, atteignant ainsi une longueur de 18 kilomètres. Plus de vingt bouches éruptives s'alignèrent, dont les deux plus actives, vers le bas, devinrent le double Monte Rossi de 251 m. de haut. On voit encore dans la Grotta della Palomba une portion de la fente ouverte en 1669. La période explosive fut suivie d'une abondante effusion. La lave dégorgea du pied du Monte Rossi et se divisa en trois branches; la nappe la plus longue se dirigea vers Catane, atteignit le 28 mars un petit lac, le Guarna di Niuto, puis le 14 avril les murs de Catane et la mer le 23 avril. La lave cessa de couler fin mai, mais de nouvelles effusions reprirent en juin. La poussée lavique fut accompagnée d'une telle activité au sommet que, le 25 mars, les murs du cône terminal furent dispersés jusqu'au niveau du Piano. On a calculé que cette éruption de 1669 produisit 760 millions de mètres cubes de lave et au moins autant de produits meubles, soit plus d'un kilomètre cube de matériaux. La lave mit plus de huit ans à refroidir.

[1682]. — [1688]. — 1688; Éruption très élevée, à l'ESE. — 1689, en mars, éruption dans la partie N. du Val; prolongement de celle de l'année précédente. — [1693]. — [1694]. — 1702. Coulée vers Trifoglietto.

1723, 1724. Courant de lave à l'O. vers Bronte. — 1727 (?), [1732]; 1733 (?); [1735]; [1736]; [1744]; [1745.] Effusions assez copieuses, sur lesquelles on manque des détails. — 1747. S'ouvre dans le Val. — 1748 (?). — [1752]. — [1753].

1755, en mars. — Eruption effusive au cratère terminal. En même temps, une fissure située à l'amont de Rocca Musarra, un peu plus bas que celle de 1747, rejeta une quantité prodigieuse d'eau chaude qui produisit de grands dégâts dans les cultures de l'aval. — 1759. 19 avril. Eruption au S. vers Nicolosi et au NNO. vers Randazzo.

1763, en février. — Coulée de lave vers Bronte (O.), puis en juin, au S., s'édifia la Montagnola en matériaux meubles, près de la Schiena dell'Asino. — 1764. Coulée vers Randazzo, au NNO. — 1766, avril. Coulée vers Nicolosi. Ces trois éruptions donnèrent plus de 400 millions de mètres cubes de lave. — 1776 (?).

1780. — Une fissure se produit dans la région boisée, au S., et la lave se déverse à l'O. et au SO. — [1781]. — 1783. Nouvelle éruption peu abondante. — [1787].

1792, mai. — Effusion au cratère terminal; puis par effrondrement d'une partie du Piano del Lago se forme une grande bouche ***Cisterna;*** puis une seconde sur le versant méridional de la Serra del Solfizio, d'où descendirent vers Zaffarana 450 millions de mètres cubes de lave. — [1798]. — [1799].

1802. — Coulée de lave issue de Rocca Musarra. — [1805]. — 1809. — Éruption subterminale, puis latérale, décrite à la page 458. — 1811. Une dizaine de cônes secondaires s'édifièrent dans le fond du Val et, de la bouche la plus basse en altitude sortit une abondante effusion qui forma le Monte Saint-Simone.

1819. — Eruption effusive dans la partie inférieure du Val.

[1831]. — 1832. — Eruption intéressant trois génératrices; au SE., en octobre, très haut, peu de lave; à l'O., en octobre, à l'emplacement de l'éruption de 1551, effusive très abondante; au NNO., le 1er novembre, au-dessus du bois de Randazzo, presqu'à l'opposé de la première des trois fissures. — [1838]. — [1842]. — 1843. Vers le

NO., cette éruption eut son siège à un kilomètre de celle de novembre 1832, mais elle fut plus abondante.

1852. — Une fissure dans le fond du Val, près de la Serra di Gianicola amène la formation de plusieurs bouches dont deux édifient en matériaux meubles les Monti Centenari (un d'eux a 170 mètres de hauteur); puis de l'extrémité aval de la fissure jaillit un torrent de lave qui se dirige vers Zaffarana et Milo. Ce fut l'éruption la plus copieuse du siècle. — [1863].

1865. — Le 30 janvier, à 10 heures du soir, le monte Frumento se fissure de haut en bas et la lave jaillit immédiatement, puis la fente se prolonge de plusieurs kilomètres vers le bas. Huit cônes s'élèvent successivement le long de la fissure, de l'amont à l'aval, au fur et à mesure que celle-ci s'allongeait; puis la lave sort à nouveau et, le 2 février, formait une nappe de 2 kilomètres sur 6 de long et 10 mètres d'épaisseur. Au début de mars, il y eut recrudescence d'effusion, puis les cônes adventifs reprirent une phase explosive jusqu'en mai et cessèrent d'agir de haut en bas. Le paroxisme avait duré 200 jours. Les cônes cratériques forment une échine encore existante appelée monte Sartorio. — [1868]. — [1869].

1874. — Il y eut tout d'abord redoublement d'activité au cratère terminal, puis, le 28 août, au flanc N. se déclara une fente de près de 3000 mètres de longueur dont le point haut est à l'altitude 2450. Plus de trente cônes s'édifièrent le long de la ligne, dont un de 50 mètres de hauteur et de 250000 mètres cubes se trouva construit en sept heures de temps. Il y eut très peu de lave. L'éruption latérale, surtout explosive, n'avait duré qu'un jour.

1879, 26 mai. — Simultanément, à 2650 au S. et entre les altitudes 2100 et 1950 au N., se produisent deux fissures. La première n'émet qu'une faible coulée; tandis que sur l'autre s'élèvent 14 cônes en matières meubles et que la lave s'écoule en aval de la base du Monte Nero édifié en 1646. Le courant se jeta dans un ravin à sec et parcourut 9 kilomètres en onze jours jusqu'à 800 mètres de l'Alcantara. Un des cônes de matières détritiques représente à lui seul 25 millions de mètres cubes.

1883, du 22 au 25 mars. — Pendant un paroxysme d'une phase strombolienne au cratère terminal qui envoyait des cendres jusqu'à Catane et Messine, une fissure s'ouvrit au S. vers l'altitude 1100, à 6 kilomètres au N. de Nicolosi, dans le prolongement de la fente

de 1879. Elle se continua vers l'aval dans une direction nettement radiale, avec quelques petites fissures mineures de droite et de gauche. Sur les deux kilomètres d'ouverture, plus de vingt bouches lancent des produits, mais les treize supérieures n'émettent guère que des gaz tandis que les huit autres édifient en deux jours de petits cônes d'une trentaine de mètres de haut en scories et paquets de laves.

1886. — S'ouvre au S. encore, vers 1000 mètres d'altitude. Pendant cette éruption, l'observatoire du sommet fut détruit.

1892, le 9 juillet. — Le flanc de l'Etna se fissure au S. au-dessus de 2000 mètres et donne une petite coulée; quelques heures après, une seconde fente apparaît un peu plus bas et à 2500 mètres vers l'E., donnant lieu à une effusion plus importante. — [1899].

Cette longue énumération permet certaines constatations :

1° On peut admettre une certaine périodicité dans le retour des éruptions. Il est vrai que, depuis le XIVe siècle, il s'est plusieurs fois écoulé des périodes de plus de vingt ans sans éruption d'aucune sorte; le repos aux flancs aurait même été de trente-neuf ans au début du XVIe siècle, mais en groupant toutes les éruptions terminales, subterminales et latérales, il y en a eu quatre-vingt-cinq depuis 1535, dont vingt à vingt-cinq durant chacun des XVIIe, XVIIIe et XIXe siècles, soit en moyenne une éruption tous les quatre ou cinq ans. En se bornant aux éruptions excentriques, l'intervalle moyen est de huit à neuf ans avec un maximum de vingt-trois ans (1724-1747) et un minimum d'un an (1763-1764) en deux points tout à fait différents.

Il y a là une répétition fréquente de paroxysmes à intervalles assez régulier, comme c'est le cas d'ailleurs pour les volcans à magma basaltique. Certes, le rythme est plus constant au Stromboli, à la fois plus complexe et plus régulier au Vésuve; mais tout n'a pas encore été dit et l'on peut prévoir la découverte à l'Etna d'un cycle d'activité de plus longue période. Il y a, en effet, un certain balancement entre la durée des intervalles : les éruptions se pressent de 1533 à 1554, de 1603 à 1624, de 1633 à 1656, de 1682 à 1694, de 1732 à 1766, de 1776 à 1811, de 1832 à 1843, de 1863 à 1886, de sorte que ces huit périodes, comprenant 181 années, ont assisté à soixante-treize éruptions, alors que les temps intermédiaires jusqu'en 1908, soit 184 années, n'en ont vues que quatorze.

2° On peut se demander si chacune des éruptions citées se sépare

nettement des autres. Lorsque deux éruptions chronologiquement voisines ont leur siège au même point de l'écorce, il semble qu'on puisse admettre que la première en date prépare la seconde ou que la seconde continue la première; ainsi 1329-1333, 1535-1537, 1614-1624, 1688-1689, 1747-1755, 1759-1764-1766, 1802-1811-1819, 1832-1843, 1874-1879, 1879-1883-1886-1892. En attendant de connaître le mécanisme des forces internes, il est au moins loisible de poser la question et de considérer jusqu'à un certain point les deux, ou trois, ou quatre époques de paroxysme comme faisant partie d'une même éruption prolongée plus longtemps que d'ordinaire.

3° Il y a inégale fréquence de fissures dirigées vers les différents azimuths. Tout en remarquant qu'il est parfois difficile de décider de l'orientation de la fente lorsqu'elle se produit à une haute altitude, que la direction d'anciennes éruptions sont simplement données par le nom de la plus forte bourgade voisine de sorte qu'il règne une assez grande incertitude sur leur emplacement réel, tout en remarquant enfin que la lave ne coule pas toujours suivant une génératrice du cône, on peut constater que Nicolosi et le Val del Bove sont plus souvent visités par les laves que d'autres districts. Sur une soixantaine d'éruptions excentriques et assez nettement localisées, signalées depuis 1329, on relève les directions suivantes : S. et SSE. (Paterno, Nicolosi et Mascaluccia), vingt fois; SE. (Fleri), cinq fois; ESE., par le Val del Bove, douze fois; E. (Mascali), une fois; ENE. et NE. (Piedimonte et Linguaglossa), quatre fois; N. (Mojo), sept fois; NNO. (Randazzo), cinq fois; O. (Bronte), quatre fois; SO. (Aderno), trois fois. Le quadrant, SE. à lui seul, aurait été visité trente-sept fois par les laves et les trois autres quadrants ensemble vingt-quatre fois seulement.

Certains secteurs semblent être restés indemnes de lave durant la période historique; ainsi celui du SO. au S., entre Aderno et Paterno, puis celui de l'ONO., entre Randazzo et Bronte. Il faut aussi remarquer, d'après Gemmellaro, qu'un seul orifice, celui de 1651, se rouvrit par la suite, en 1832.

4° Il y a de véritables plans de fractures qui se signalent par l'apparition simultanée de laves aux deux extrémités d'un même diamètre, ainsi en 1607, 1651, 1759, 1832, 1879. D'autres fois, à une émission de lave en succède une autre sur la génératrice opposée, ainsi les

séries 1759 et 1763, 1764 et 1766, 1874 et 1879. Il y a pourtant des éruptions où les génératrices intéressées à la même époque sont situées obliquement l'une par rapport à l'autre : 1329, 1763, 1832.

5° Le prolongement fréquent vers l'aval d'une fissure durant une même éruption; citons au moins 1669, 1809, 1865 et 1883. Mais, citons aussi l'exception de 1634 où le phénomène fut inverse. Constatons aussi que très souvent des éruptions se succédant dans une même direction ou aux extrémités d'un diamètre eurent lieu à altitudes de plus en plus basses : 1535 et 1536; 1614 et 1624; 1682, subterminale à l'ESE.. 1688 et 1689; 1759, 1763, 1764 et 1766; 1874, 1879, 1883 et 1886. Par contre, en 1892, le point d'émission est plus élevé qu'en 1886.

6° Il paraît exister une corrélation entre l'abondance des laves et la basse altitude du point d'émission, sauf l'éruption de 1883 qui, à cet égard, constitue une exception. Il est naturel que lors d'une effusion lavique, elle se produise par le point le plus bas de la fissure; mais il ne s'ensuit pas qu'il doive y avoir proportionnalité entre la quantité de lave et la distance au sommet du mont; c'est pourtant la règle générale.

Les effusions terminales donnent peu de lave; les effusions subterminales n'en donnent guère non plus; celles des régions boisées en fournissent de 50 à 100 millions de mètres cubes (1689, 1780, 1865, 1886). En 1702, 1763, 1766, 1819, 1852, le centre d'émission est plus bas, le volume sorti de la montagne oscille entre 100 et 250 millions de mètres cubes. L'effusion de 1792, survenue près de Fleri, en donna le double. Enfin, le cataclysme de 1669, tout à fait exceptionnel par sa faible altitude, fut accompagné d'un flot de lave qui est de beaucoup le plus abondant que nous connaissions à l'Etna.

Les laves de l'Etna ont une composition assez constante et remarquablement basique. Ce sont des basaltes plagioclasiques essentiellement formés de feldspath labradorique et d'augite. Il y a en plus un peu d'olivine, de magnétite, d'apétite et d'isérine (titanate de fer), mais aucune leucite, si abondante au Vésuve.

Selon Abich, la lave de 1669 consistait en 54,80 p. c. de labradorite et 34,16 p. c. d'augite, et l'analyse centésimale ne donnait que 48,83 % de SiO_2. Pour la lave de 1865, O. Silvestri a obtenu 49,83 de SiO_2, 18,20 d'alumine, 12,06 de protoxyde de fer, 11,35 de

chaux, 4,00 de magnésie, 3,39 de soude, puis des traces de potasse, manganèse, etc.

En plus des gaz et des dépôts divers (chlorures, sulfates, carbonates) que l'on rencontre autour de tous les volcans actifs, l'Etna émet par ses fumerolles des sels de cuivre caractéristiques qui le différencie des autres appareils actifs du globe. Selon Fouqué, la cuprite est parfois si abondante qu'elle forme un tapis verdoyant sur certaines parties de ses coulées.

L'œuvre des éruptions historiques de l'Etna a été d'augmenter son volume d'après un mode assez simple, mais il s'en faut que nous puissions remonter du présent au passé et reconstituer la formation du massif en quelques mots. Le temps n'est plus où l'on pouvait attribuer 125 siècles à l'Etna, comme résultat d'une simple règle de trois, ou toute autre période qui tiendrait compte des produits volcaniques entraînés par les eaux pluviales.

On le sait maintenant, ce n'est pas à un simple cône volcanique que nous avons à faire, c'est à un organisme complet. Au fur et à mesure que l'observation devient plus rigoureuse, un certain nombre de faits se dégagent, mais aussi de nouveaux problèmes surgissent, et, ayant de plus en plus conscience de notre ignorance, nous nous éloignons, pour ainsi dire, de simples affirmations.

Après les premières constatations scientifiques de Dolomieu et Spallanzani, l'Etna — et plus particulièrement le Val del Bove — servit à étayer la théorie que Léopold de Buch venait d'émettre à son retour des Canaries (1832), et qui fut surtout appuyée sur les observations que fit Elie de Beaumont en 1834.

L'idée était que l'accumulation des produits éjectés ne pouvait suffire à former un massif tellement volumineux et que véritablement le sol avait dû se soulever à cet endroit pour former un vaste anticlinal aux pentes raides sur lequel les laves et tufs du cratère terminal et des cônes secondaires formaient comme un léger manteau. La forte inclinaison de certaines couches que l'on voit en coupe sur les parois du Val furent un argument important, car, à cette époque, on ne pensait pas que les coulées de lave puissent se figer sur de telles pentes.

Cette théorie, acceptée en France et en Allemagne, fut vivement combattue en Angleterre et ce fut encore l'Etna qui fournit contre la théorie le faisceau de preuves réunies par Lyell, puis par Gemmellaro,

Sartorius et autres. Tout d'abord, l'argument tiré du volume considérable de l'Etna n'avait aucune base sérieuse : on sait aujourd'hui que depuis la période géologique où nous ramènent les débuts de l'Etna, un nombre de siècles se sont écoulés suffisant pour l'édification d'un volcan aussi volumineux que celui qui nous occupe. De plus, si les matériaux des parois du Val sont en grande partie disposés en couches inclinées vers l'extérieur, ces couches ne sont ni épaisses, ni continues, ni concordantes, comme on le pensait après une première étude superficielle. Vus de près apparaissent les enchevêtrements de coulées et de bancs de matériaux meubles ; les coulées sont étroites et d'aspect scoriacé, analogues à celles qu'on a vu descendre de fortes pentes ; les produits se sont écoulés et étalés dans une diversité extrême et sans aucune cohésion. En outre, des observations directes ont montré dans le cours du XIX[e] siècle que certaines laves pouvaient se solidifier sur des pentes aussi fortes que celles de l'Etna et plus forte que celles qu'Elie de Beaumont posait comme limite extrême. Enfin, les filons qui apparaissent en si grand nombre sur les parois du Val ne présentent ni failles ni rejets et sont pour la plupart verticaux. Il n'y a eu ni dislocation, ni déplacement, donc pas de soulèvement depuis que les fentes, qui étaient aux emplacements de ces filons, ont été remplies de lave fluide. La théorie des cratères de soulèvement est aujourd'hui totalement abandonnée, mais elle a été féconde par les études qu'il a fallu faire pour la combattre. C'est encore l'anciene conception de Spallanzani, édification par simple accumulation qui sert de base à la vulcanologie.

Sans parler des milliers de pustules latérales, d'évents accessoires qui, durant les siècles de la préhistoire, se sont édifiés sur les flancs de l'Etna comme pendant les siècles récents, et que les pluies ont nivelés ou que de nouvelles laves ont submergés sous leurs coulées, sans compter les petits appareils périphériques, il y a dans l'édification du massif etnéen au moins deux grands volcans.

L'un d'eux est celui qui a sa cheminée au cratère terminal actuel et dont l'histoire décrite plus haut comporte des phases se rattachant au cratère elliptique, à celui du Piano del Lago, et, depuis 1669, au cône terminal. C'est la montagne à laquelle a été réservé le nom de Gibello ; c'est à elle qu'appartiennent les éruptions mentionnées, avec le magnifique filon nord-sud qui a été si fréquemment le siège de l'activité.

Du côté oriental, le Gibello se mêle intimement aux restes découpés de l'autre grand appareil, mais les éruptions qui, durant la période historique, ont éclaté de ce côté, doivent néanmoins lui être rattachées, car elles sont venues sur des fentes radiales par rapport au cratère actuel et elles ont donné des produits de même nature (doléritique) que les éruptions des autres directions. Le Gibello est donc un grand volcan aux trois quarts complet. Très régulier, à cheminée axiale constante, et à filons rayonnants, il est formé de produits meubles et de laves, ceux-là environ deux fois plus abondants que celles-ci, étalés régulièrement autour de la cheminée et des filons. Tous ces produits, anciens comme modernes, ont une composition et une structure remarquablement constantes.

D'autre part, l'étude détaillée du Val del Bove a révélé plusieurs faits dont la conclusion est que cette dépression est une véritable et immense *Caldeira*, c'est-à-dire une cavité provenant de l'effondrement ou de l'explosion d'un volcan qui occupait cet emplacement. Ce volcan disparu a reçu de Lyell le nom de Trifoglietto.

Tout d'abord, on avait remarqué que les bancs de produits qui apparaissent en coupe sur les parois du Val étaient notablement inclinés, comme s'ils étaient issus d'un cratère dominant le Piano di Trifoglietto, partie méridionale du Val del Bove supérieur. On voit ces couches au Monte Zaccalara (SE.), à la Serra del Solfizio (S.); à la Schiena dell' Asino (SO.), puis à la Serra Gianicola (NO.); enfin à la Rocca Capra (NE.). Ensuite, on constata que les filons, assez rares sur le pourtour de l'Etna, sont extrêmement nombreux aux environs du Val, comme si on était au voisinage d'une puissante cheminée cratérique, et, ayant appris à distinguer les produits des deux volcans, on trouva un nouvel argument dans la disposition de ces filons; Sartorius indiqua que ceux que leur caractère pétrographique rattachait au Trifoglietto convergeaient vers le centre du Val. Enfin, il fut découvert que les filons provenant du Gibello recoupaient fréquemment ceux du Trifoglietto, tandis que la réciproque ne se voit jamais.

On a donc prouvé l'existence d'un volcan maintenant bouleversé. D'après Gemmellaro, certaines roches isolées entre les deux amphithéâtres du Val, Rocca Musarra, Monte Finocchio, Monte Colanna peuvent être considérées, tant par leur position que par leur structure, comme des fragments restés en place de la paroi orientale du cratère du Trifoglietto.

Ce volcan n'est point un cône adventif sur celui du NO. Tout d'abord, on a lieu de le croire antérieur au Gibello, et ensuite les produits sont différents. Le Trifoglietto a émis des matériaux plus acides et plus clairs que l'autre, ils sont constitués par une trachydolérite, dite aussi diabasique ou feldspathique; tandis que le Gibello a rejeté des produits plus foncés et de nature plus doléritique, pyroxénique même. Au monte Curiazzo, sur le bord du cratère elliptique, c'est une dolérite à caractère porphyrique et à cristaux de plagioclase. Ces différences, faibles mais constantes, ont permis à Gemmellaro d'appeler le Trifoglietto l'axe feldspathique et le Gibello l'axe pyroxénique du massif etnéen.

Le domaine du Trifoglietto est assez difficile à délimiter, car en dehors du Val ses produits sont recouverts par ceux plus récents du Gibello. Entre les deux bouches éruptives, les masses des volcans se limitaient étroitement, et en certains endroits on voit leurs produits s'abutter réciproquement, mais au SE. et à l'E., le domaine du Trifoglietto devait s'étendre jusqu'à la mer et au NO. jusqu'aux environs de Linguaglossa. D'après le pendage des couches, le Trifoglietto a dû atteindre 3 000 mètres d'altitude.

L'antériorité du Trifoglietto n'est point absolument démontrée; elle ressort en partie de la position relative des filons issus des deux volcans. Puis, ayant trouvé que les plus anciens lambeaux du massif sont acides, et que le Trifoglietto a émis des produits plus acides que le Gibello, il en suit une déduction naturelle, mais non forcée. Quoi qu'il en soit, il est certain que les cheminées furent simultanément actives pendant une longue période et que le Gibello continua à émettre des produits après l'extinction de l'autre.

Quelle a été la fin du Trifoglietto, qui coïncide évidemment avec l'origine du Val del Bove? Est-ce une succession prolongée de phénomènes d'intensité ordinaire ou médiocre qui aurait amené un effondrement? Ne serait-ce pas plutôt le résultat d'une gigantesque catastrophe analogue à celles du Krakatoa, du Timboro, du Papandayan? Lyell, Gemmellaro, Sartorius von Waltershausen penchent pour la première hypothèse; Stoppani, Mercalli, Fouqué et la plupart des savants modernes pour la seconde. L'apparence nette des parois du Val appuie cette manière de voir, de même que le fait suivant : on a trouvé un peu partout au pied des escarpements extérieurs, mais principalement sur les talus de faible inclinaison entre

le Val del Bove et la mer — et ici en grands amas — des produits vitreux. Ce sont des matériaux qui, portés à une haute température, ont été refroidis brusquement et n'ont pu prendre la structure cristalline. Ces lapilli, tufs denses de couleur foncée, possédant tous la vitrosité caractéristique, formaient le bain fondu lors de l'explosion du Trifoglietto et furent figés dans leur trajet dans les airs.

L'inclinaison du Val s'explique aisément par la résistance qu'offrait le massif de Gibello à la poussée explosive, qui pourtant fut assez forte pour emporter le tiers sud-oriental du cratère elliptique. La direction de moindre résistance fut le SE., et c'est par là que se vida l'immense cuvette. La formation du Val mit fin à l'activité du Trifoglietto, et l'on peut présumer qu'elle termina le rôle actif du cratère elliptique au Gibello. La cheminée pyroxénique se déplaça légèrement et édifia autour de sa bouche le cratère du Piano del Lago. Cette extinction conséquente à une explosion paraît avoir pour Fouqué la valeur d'une loi générale : « L'affaiblissement momentané ou définitif du foyer éruptif, en une localité déterminée, peut être attribué à la mise à découvert du bain fondu aux points correspondants et à la perte abondante de matières volatiles qui sont l'agent direct des explosions. »

En plus de ces deux massifs principaux, il y a d'autres appareils périphériques, certes moins volumineux et complexes, mais importants toutefois en ce qu'ils représentent probablement les plus anciennes formations du domaine etnéen.

Aci-Castello : aux environs de cette ville, il y a le rocher d'Aci-Castello même, puis ceux de Catanzaro, de Val-Corrente, de Rose Trezza et les sept îlots des Cyclopes. Tous ces blocs sont de petites masses irrégulières de basalte, remarquables par leur clivage prismatique (Isola Trezza surtout); aux Cyclopes, ce basalte est riche en beaux cristaux d'analcine et en une variété d'anorthite, dite cyclopite. Ces basaltes sont, en certains endroits, entourés de formations quaternaires marines qui ne montrent aucune trace de métamorphisme; ils sont donc antérieurs à cette période. Ailleurs, au contraire, aux Cyclopes notamment, les surfaces de contact prouvent que ces îlots sont postérieurs ou du moins contemporains des dépôts quaternaires marins.

Monte-Mojo : c'est un petit système de collines de tufs et de lave

basaltiques, situé au delà de l'Alcantara, aligné vers l'axe doléritique du Gibello ; l'éminence centrale a 200 mètres de diamètre avec un cratère ouvert au nord. Le système de Mojo est plus récent que celui d'Aci-Castello. La Rupe de Paterno, la Motta S. Anastasia, au S. de Misterbianco, sont formées de laves basaltiques venues à la lumière par de vrais appareils à cratère subaérien, mais dont les traces sont plus ou moins effacées.

Dans un autre ordre d'idées, il faut aussi citer la falaise d'Aci-Reale, qui permet d'embrasser d'un coup d'œil une longue période de la vie du volcan, sans qu'on sache si c'est au Trifoglietto ou au Gibello que ces produits se rapportent. Sept coulées de lave, formant un plateau de 100 mètres d'élévation, sont superposées, chacune séparée des autres par une couche de tuf, ou même de terre végétale due à l'action de l'atmosphère pendant la série des siècles où chacune s'est trouvée l'assise supérieure qu'avait envahi la végétation. On a aussi constaté le phénomène curieux que, tout en s'accroissant par le haut, la falaise émerge de plus en plus par le soulèvement de la côte ; des lignes d'érosion distinctement tracées par la mer mesurent, par leur altitude au-dessus de la nappe méditerranéenne, la poussée que subissent de bas en haut ces roches etnéennes.

Si les débuts de l'Etna sont actuellement fixés à la fin du pliocène, les hypothèses diverses sur la formation des plis montagneux, surtout en Sicile, sont encore trop discutées pour qu'on puisse décrire les phénomènes tectoniques qui précédèrent l'édification de ce volcan. Mais les mouvements du sol et les dépôts marins et fluviatiles sont assez bien connus pour la période qui s'est écoulée depuis le miocène.

L'Etna est situé dans une dépression de l'écorce, à la fois grand synclinal avec petits plis secondaires et champ d'affaissement fissuré et plus ou moins colmaté. A cet égard, la situation rappelle celle du Vulture ou mieux encore celle des volcans romains et ceux de la Campanie; mais en Sicile un plus grand nombre de terrains de la série géologique participent à la formation du socle.

Le fragment sicilien de la Tyrrhénide, gneiss, schistes et calcaires cristallins des Monts Pelores et lambeaux de roches primaires qui s'y appuient au sud, apparaît à quelques kilomètres au N. du bord volcanique et s'enfonce probablement vers le SO.

Les grands plis de la série secondaire éocène, qui constituent

l'épine dorsale de la Trinacrie comme celle de l'Italie, viennent butter en discordance contre les pentes méridionales du vieux noyau des Pelores. Le plissement de ces rides date de la fin de l'éocène et de l'oligocène. Elles consistent, dans le voisinage du volcan, en une série assez complète et assez concordante des étages : trias moyen, lias, tithonique, néocomien, cénomanien, éocène moyen et supérieur; mais il y a des lacunes assez fréquentes et quelques petites discordances indiquant des exondations, transgressions et régressions; on trouve même des traces de plissements anté-tertiaires. Ces couches sont surtout formées de calcaires variés, puis de matériaux d'autre nature : marnes, grès, dolomies, conglomérats, arènes, brèches, schistes et, à l'éocène supérieur notamment, d'épaisses argiles écailleuses caractéristiques. Ces plis s'alignent de l'ESE. à l'WNW. et forment la bordure N. et NW. du volcan qui n'entre en contact qu'avec les assises éocènes; ils s'esquissent dans les environs de Taormina et au Monte Rizzo, qui est un petit anticlinal éocène, et se développent largement dans la direction des Nebrodes. L'élévation des plis va en décroissant du N. au S. et au SSW.

Au S. du volcan se trouvent des plis composés des mêmes assises, mais plus petits, plus isolés. On les voit aux monts Judica, à l'W. de Paterno, dans les monts Hybléens au SE. de la Sicile, et dans les environs de Syracuse. Ils forment une rangée parallèle à celle du N., et dans la dépression synclinale qui les sépare s'est élevé l'Etna, probablement sur des lignes parallèles et des plis plus petits.

Mais il faut tenir compte de l'opinion de plus en plus affirmative de certains géologues qui voient dans les plis de Sicile, comme en Tunisie, en Italie, dans les Alpes, dans les Carpathes, non des anticlinaux et synclinaux simples et autochtones, mais des plis secondaires formés à travers une immense nappe de charriage préexistante. D'après Lugeon et Argent, ce transport daterait de la fin de l'éocène et proviendrait de la mer Tyrrhénienne.

Une autre question se pose : N'y eut-il pas, à l'Est de la Sicile, une Ionide comme il y eut une Tyrrhénide au Nord? On incline à le croire, mais le problème est encore obscur.

Quoi qu'il en soit, toutes les apparences indiquent qu'au début du miocène, une dépression synclinale existait à l'endroit où se trouvent maintenant l'Etna et la plaine de Catane.

Postérieurement à l'oligocène, il n'y eut plus de grands mouvements

de l'écorce; on n'a constaté que des oscillations verticales, souvent locales, mais qui produisirent des dislocations importantes.

Les assises miocènes presque horizontales remplissent encore les synclinaux des terrains plissés antérieurement. Les trois étages du miocène sont largement représentés à l'W. et au NW., mais ils n'arrivent qu'en quatre ou cinq points au contact du volcan. Les assises inférieures furent déposées en des mers profondes, mais vers la fin elles deviennent lagunaires; les matériaux sont des arènes, des molasses, des calcaires et surtout des argiles remarquables par leurs inclusions de soufre, de sel gemme et de gypse. En certains points, on trouve des poches de gypse qui atteignent jusqu'à 100 mètres d'épaisseur.

La situation des dépôts des âges pliocènes et quaternaires prouvent que l'île ne fut jamais complètement immergée depuis le miocène. Mais la Sicile subissait des mouvements qui la détachaient des massifs et chaînes du N. et de l'W. et lui donnaient sa configuration actuelle, surtout au N. et à l'E., puis, plus tard, au NE., au SW. et au S.; enfin, elle s'élevait par un mouvement de bascule, tandis que la Tyrrhénide — et peut-être l'Ionide — s'affaissait. Le pliocène et le quaternaire ne forment que des bordures côtières; on n'en rencontre guère que de faibles lambeaux à l'intérieur des terres. Les couches les plus âgées sont en concordance avec celle du miocène, en retrait le plus souvent, exceptionnellement en transgression (aux environs de Messine, le pliocène est porté jusque sur le terrain cristallo-phyllien). Les assises pliocènes et quaternaires sont parfois légèrement ondulées ou inclinées; elles sont généralement en retrait les unes sur les autres et de facies de moins en moins profond; le dernier étage pliocène est même formé de dépôts littoraux remarquables par les associations d'espèces qui ne vivent plus que dans les mers boréales et d'autres restées méditerranéennes. Le morceau pliocène le plus proche de l'Etna se trouve à l'embouchure de l'Alcantara.

Il est probable que, durant la période pliocène, un golfe marin occupait la place de l'Etna. C'est sous les eaux qu'eurent lieu les premières éruptions. Recupero a signalé sous les argiles quaternaires de Catira des ponces mises à découvert par le creusement d'un puits; elles sont blanchâtres, acides, en morceaux de la grosseur d'une noisette et forment un produit « semblable à la pouzzolane de Naples ».

Le quaternaire est plus richement représenté que le pliocène aux

environs de l'Etna; il débute, nous l'avons vu, par une transgression. Ce sont d'abord des argiles compactes, bleues, verdâtres, des sables jaunes à *Spondylus*, *Murex brandaris*, *Buccinum*, et des sables ferrugineux, assises marines que Lyell rangeait dans le pliocène supérieur, mais qui, d'après Stoppani, Meyer et les géologues actuels sont quaternaires inférieurs, contemporains du glaciaire : presque toutes les 206 espèces de mollusques et d'échinodermes que renferment ces couches sont encore vivantes actuellement. Ces assises se montrent dans les *Terre forti* centrales, près de Nizzeti et de Catane, au N. de Catane, dans la vallée du Simeto, puis à Fiumifreddo, encore à la base des Cyclopes, etc...

Peut-être qu'un grand massif s'élevait déjà dans la partie orientale du domaine etnéen, un Trifoglietto ou un Pré-trifoglietto, car, d'après Gemmellaro, l'absence de produits quaternaires d'Aci-Catena à Piedimonte prouverait qu'une grande masse mettait obstacle en cette région aux apports des rivières occidentales.

Après le dépôt de ces couches quaternaires, un soulèvement lent et intermittent est indiqué par des conglomérats, des cailloux, des sables, des alluvions de nature littorale, fluviatile ou même subaérienne, puis aussi par des terrasses bordières successives étagées le long de certains rivages, notamment au flanc oriental du volcan. Dans les Pelores, ce soulèvement, plus violent qu'ailleurs, a porté les dépôts pléistocènes jusqu'à plus de 1 000 mètres d'altitude.

Pendant ce soulèvement, le Simeto et l'Alcantara prennent leur cours actuel. Certains dépôts en contact avec la lave prouvent que leur courant et leur delta buttaient contre le volcan; on le voit près de Fiumifreddo, de même à gauche de la moyenne et basse vallée du Simeto, puis dans la plaine de Catane. C'est problablement à cette époque du soulèvement, pendant que se formaient les terrasses à l'E. du Trifoglietto déjà existant, que surgissent les petits volcans subaériens de San Anastasio, de Paterno, peut-être de Mojo, et que vont émerger les Cyclopes; puis c'est le Mont Gibello qui s'édifie; la Sicile se fixant à son niveau actuel.

Les alluvions récentes sont des sables marins et fluviaux; on les trouve sur la plage de Riposto, à l'embouchure de l'Alcantara, puis ça et là dans les vallées des rivières et dans la plaine de Catane.

Quelques auteurs placent, avec Lyell, les débuts de l'activité etnéenne au quaternaire; ils se basent sur la position recouvrante

que prennent sur le conglomérat quaternaire des Terre forti, les tufs volcaniques subaériens dans lesquels Lyell a trouvé des feuilles de ***Laurus nobilis***, de ***Myrtus communis*** et de ***Pistacea lentiscus***, tufs qu'il considérait comme les plus anciens produits du volcan, mais Gemmellaro, Mercalli et la plupart des autorités actuelles reportent cette origine à une époque bien antérieure.

Il paraît certain en tous cas que les produits volcaniques les plus anciens sont ceux que trouva Recupero et qui prouvent qu'au pliocène il y avait dans le voisinage un volcan acide en activité.

Un autre argument de l'ancienneté etnéenne est l'existence, signalée par Boule, de l'*Elephas antiquus* sur le massif du volcan ; celui-ci était donc déjà bien formé durant la période quaternaire inférieure. Enfin les terrasses orientales et méridionales de l'Etna sont érodées non seulement dans le tertiaire, mais aussi dans le quaternaire ; le massif existait donc antérieurement à l'époque de cette érosion qui commença au plus tard à la fin du tertiaire.

Les MONTS HYBLÉENS, *Monti Iblei* des Siciliens, ou *Monts Héréens*, *Monti Erei*, ou encore *Monts de Licodia-Eubea*, forment le relief de la Sicile sud-orientale, mais le sommet et le flanc septentrional seuls sont d'origine volcanique. On désigne aussi par *Volcans du Val di Noto* (du nom de la province), ces amas de produits éruptifs.

La faible importance orographique de ce domaine explique la pauvreté des recherches particulières dont il a été l'objet ; pourtant, récemment, Sartorius von Waltershausen, Baldacci, Schneiden, Smyth lui ont consacré de brèves études ; les trouvailles préhistoriques que Paolo Orsi vient de faire dans le district ne manqueront d'avoir leur répercussion favorable sur nos connaissances scientifiques des monts Hybléens.

Le massif Hybléen, prolongé au SE. par le Cap Passero, est limité au S. et à l'E. par la mer, au N. par la plaine de Catane et à l'W. par les vallées qui descendent de part et d'autre du seuil de Caltagirone (609 mètres). Le sommet (Monte Lauro, 985 mètres) est situé un peu à l'W. du centre et les rivières s'écoulent de toutes parts vers la périphérie. Toutefois, vers le SW., une sorte de gradin énorme domine la région occidentale, tandis qu'au flanc nord-oriental du massif s'ouvre la dépression de Lentini, longue de 10 à 15 kilomètres

WSW.-ENE., large de 6 à 8 kilomètres, contenant au NE. le Biviere de Lentini, le plus grand lac de la Sicile.

Le domaine volcanique est difficile à délimiter exactement, car les produits éruptifs se mêlent aux sédiments et n'affleurent pas toujours. Le courant du Caltagirone, continué par celui du Gorna-lunga, au NW. et au N.; la mer à l'E.; les bourgs de Syracuse, Floridia, Sortino, Giarratana, au S.; de Monterosso, Licodia, Grammichele et Mineo, à l'W., cernent ce district qui a 50 à 60 kilomètres de l'E. à l'W. et 30 à 35 kilomètres du N. au S. La moitié de cet espace est, il est vrai, superficiellement couverte de sédiments, notamment toute la dépression de Lentini qui en occupe le centre, mais on peut vraisemblablement admettre que les roches volcaniques se relient en dessous des dépôts exogènes et qu'elles s'étendent même en dehors des limites indiquées.

Ces masses volcaniques disposées autour de la cuvette de Lentini se divisent en trois régions principales : le SW., le SE. et le N. Le Monte Lauro est le pilier oriental d'une chaîne volcanique (Monte Contessa, 920 mètres, Monte San Venere, 869 mètres, etc.) contre laquelle s'appuie au N. une vaste nappe de lave avec des sommets de 600, 700 mètres et plus. Elle couvre une quarantaine de kilomètres carrés et est à peine recouverte en deux ou trois points par de petits lambeaux pliocènes. Un îlot de calcaires miocènes apparaît aussi entre la nappe lavique et les sommets du SW. Des couches de tuf basaltique entourent la base du Lauro; d'autres s'étendent à la suite du champ de lave.

La partie SE. du domaine volcanique, comprise entre la plaine de Lentini et la plaine de Syracuse, est aussi étendue, mais moins élevée que celle de l'occident. Les laves atteignent 3 à 400 mètres d'altitude (415 m. au Monte Malfidano) et arrivent en un point au contact de la mer, mais elles sont recouvertes en de nombreux points par des lambeaux allongés de pliocène et, au bord de la mer, par le quaternaire. Du tuf basaltique se voit au N. sous le calcaire pliocène, puis çà et là intercalé dans les sédiments pliocènes et même miocènes.

Enfin, au N. du Lentini, une chaîne de collines de 30 kilomètres de long sur 6 à 7 kilomètres de large s'élève à 200 et 250 mètres d'altitude; les tufs sont ici plus abondants que les laves et se mêlent au pliocène et au quaternaire.

Aucun appareil bien distinct n'a été signalé parmi les collines Hybléennes; ce sont des coulées de lave superposées, des tufs et couches de produits meubles, des filons nombreux, tous matériaux de nature basaltique. Les *tufs palagonitiques* (de Palagonia, au nord-ouest) sont typiques, d'après A. de Lapparent; ils sont constitués par des fragments d'un verre basaltique, d'origine sous-marine et renferment des fossiles du pliocène supérieur.

La coupole sédimentaire des monts Hybléens est un anticlinal secondaire éocène avec petits plis éocènes dont l'alignement est de l'ESE. à l'WNW. Des terrains néogènes et quaternaires à peine ondulés la recouvrent en partie, avec accompagnement de quelques failles. Ces plis sont de même âge, composition et alignement que ceux de la Sicile septentrionale.

Les plus anciens terrains mis à nu dans les monts Hybléens appartiennent au crétacé inférieur, au néocomien. Ce sont, en deux petits affleurements près du sommet, des calcaires marneux supportant des calcaires blancs compacts, crétacé supérieur ou éocène inférieur. Le miocène est le terrain le plus largement représenté. Toute la partie méridionale du domaine basaltique est en contact avec les formations du miocène moyen et, en certains points, les calcaires tortoniens reposent clairement sur les tufs basaltiques si répandus de ce côté, [illegible] s qui, par leur imperméabilité, constituent un important niveau d'eau. Le plus grand lambeau pliocène de la région s'étend vers l'W.; il est formé d'argiles azurées et de sables jaunes, puis, plus loin, de marnes à foraminifères, de brèches à coquilles et de tufs calcaires qui alternent avec des tufs volcaniques. Tout le pourtour du bassin de Lentini est formé de calcaires et brèches pliocènes reposant sur les matériaux volcaniques. Le quaternaire, au S. et à l'E., est représenté par des tufs calcaires et des alluvions fluviatiles de peu d'épaisseur; il repose sur le miocène, sur le pliocène ou sur les produits éruptifs, et nulle part on n'a signalé que ces dernières les recouvrent. La ligne de collines du N. est en grande partie constituée par des roches volcaniques retravaillées par des alluvions pléistocènes des rivières du N., alluvions que l'on retrouve dans les plaines de Lentini et de Catane.

Le gradin du SW., qui s'allonge entre le Monte Lauro et la mer, est le résultat d'une faille datant probablement du tertiaire supérieur. Elle fait dominer le pliocène qui s'étend à l'WNW. par le miocène

du SE. On pense pouvoir rattacher cette faille à celle de même alignement du détroit de Messine. Entre Spaccaforma et Noto, une autre faille met en contact deux couches miocènes : helvétien et tortonien.

En somme, au flanc NE. du voussoir secondaire-éocène de Licodia-Eubea et sur une faille puissante, alors que les oscillations du miocène moyen et supérieur et du pliocène faisaient de la région tantôt un fond marin, tantôt un district lacustre, il y eut injection de filons basaltiques, épanchement de lave et explosion de produits meubles. L'activité commença au miocène et cessa probablement avant le quaternaire. Si on excepte les émanations méphitiques du lac de Palagonia et lieux voisins, qui peuvent ne pas être en relation avec des phénomènes volcaniques, aucune activité n'a été signalée aux volcans Hybléens durant la période historique. Toutefois, les tremble-terre assez fréquents dans la région sont peut-être d'origine volcanique.

Pachino (*Volcan de*) ou du *Cap Passero.* — Il emprunte son nom à la ville qui le domine ou au cap voisin. Ce n'est qu'une masse de laves basaltiques, vaguement circulaire, de 3 kilomètres de diamètre, atteignant 145 mètres au point le plus élevé et presque partout isolée de la mer par les sédiments divers, qui forment, avec le volcan de Pachino, au delà de la ville Spaccaforno-Noto, l'extrême péninsule sud-orientale de la Sicile.

On n'a signalé aucun appareil en ce domaine; les matériaux sont formés d'un basalte noir, compacte, avec cristaux d'olivine décomposés et cristaux d'augite; un peu de tuf s'associe aux masses rocheuses du côté oriental, au bord de la mer.

Il semblerait que ces laves soient les plus anciens matériaux de la péninsule; elles seraient antérieures au crétacé supérieur. Un banc de calcaires turoniens de 4 kilomètres de l'E. à l'W. et de deux du S. au N., qui forme au large le petit îlot du cap Passero, semble, en effet, s'appuyer, avec beaucoup de régularité, dans le voisinage de Porto-Palo, sur les masses volcaniques [TRAVAGLIA, BALDACCI]. Quelques auteurs, il est vrai, supposent qu'il y eut plutôt ici soulèvement du banc crétacé à l'époque tertiaire. Les autres sédiments ne peuvent servir à éclairer la question : lambeaux de calcaire éocène sur le crétacé; miocène helvétien à l'W. et au N.; brèches à coquille du pliocène au NE.; minces strates quaternaires vers le SW.

Les recherches géologiques récentes ont révélé dans la partie centrale et occidentale de la Sicile un grand nombre de petits noyaux volcaniques ayant de grandes analogies avec ceux des monts Hybléens. Une dizaine de ces culots percent les sédiments de plis secondaires-éocènes entre Palerme et Sciacca; on en voit aussi un près de Caltanisetta, au centre de l'île, dans des collines éocènes; un autre jaillit des terrains jurassiques au NE. du Monte San Giuliano, près du rivage NW. de Sicile; plusieurs autres apparaissent au milieu des assises miocènes, près de Girgenti. Et, probablement, en existe-t-il d'autres encore.

Tous ces noyaux sont des masses basaltiques ou doléritiques ayant quelques dizaines de mètres ou quelques centaines de mètres de dimension moyenne, dépassant même le kilomètre. Quelques-uns d'entre eux sont presque méconnaissables, comme celui de Caltanisetta; près de Campofiorito, le tuf alterne avec l'argile éocène; le groupe de Girgenti est environné de coulées laviques, de blocs et de tuf stratifié. Tous ces massifs volcaniques sont probablement d'âge tertiaire, mais paraissent plus dénudés et plus anciens que ceux des monts Hybléens.

MER DE SICILE. — Les trois ou quatre volcans de la mer de Sicile, ses récifs sous-marins certainement volcaniques, les fumerolles qui jaillissent des côtes voisines, les phénomènes d'origine volcanique qui se sont manifestés à diverses reprises dans son domaine, tous ces indices de foyers éruptifs assemblés en une même région, n'ont pas reçu, comme l'Eolie, par exemple, une appellation générale définitive, et les documents qui traitent de cette région de façon quelque peu synthétique ne sont que des notes dispersées çà et là en quelques ouvrages. Le nom de *Campi Flegrei dei vulcani sottomarini*, que Mercalli donna assez judicieusement à ce domaine, n'est pas encore couramment employé.

Il est vrai que deux de ses appareils seulement, et distants de plus de 100 kilomètres, percent en îles au-dessus des flots; et ce n'est que par des sondages récents que leurs socles sous-marins ont été révélés ainsi que la forme des bancs et récifs immergés d'apparence volcanique du voisinage. En outre, les éruptions connues qui éclatèrent dans la région, et les petits phénomènes — bouillonnements de la mer, marées momentanées — qui semblent se rapporter à des éruptions, furent très rares, cinq ou six à peine, et imparfaitement

connus. Enfin, les études récentes sur la structure et les produits des appareils visibles font presqu'entièrement défaut.

Et, pourtant, l'homogénéité du groupe est frappante : il semble que ces volcans et récifs volcaniques sont tous en phase solfatarienne intense ou qu'ils ont des éruptions à longs intervalles ; pour les deux îles, on retrouve un même groupement de petits appareils, surtout laviques; et un certain parallélisme se montre dans l'évolution des produits, d abord trachytiques et très particuliers, ensuite basaltiques. Mais c'est surtout la forme générale du domaine et sa disposition tectonique, la position régulière que prennent les appareils dans ce domaine et leur âge à peu près semblable qui attestent les relations intimes existant entre tous ces évents de la mer de Sicile.

La pente générale de la Sicile et celle de la Tunisie, assez régulièrement prolongées par le fond marin, s'inclinent en sens opposés, l'une au SW., l'autre à l'ENE., pour former la cuvette marine; puis des péninsules, des îles et des plateaux sous-marins se détachent des parties extrêmes de ces contrées bordières, s'avancent au-devant les unes des autres, entourant une plus profonde dépression centrale : la Sicile occidentale projette ainsi, en face de la presqu'île tunisienne de Dakhetat-el-Mahouin, le large banc de l'Aventure, à peine recouvert de 100 mètres d'eau, tandis que la Sicile sud-orientale s'avance, par le socle qui supporte Malte et Gozzo, au-devant du socle tunisien dont Lampione et Lampedusa marquent la dernière saillie émergée. Entre ces môles avancés, la dépression médiane semble un véritable fond de bateau dont la plus grande profondeur se creuse entre Pantellaria et Malte jusqu'à plus de 1 000 mètres sous le niveau marin.

D'autre part, on sait que cette dépression correspond à la bissectrice de l'angle de reboussement supposé que forment au SE. de la Sardaigne les plis secondaires-éocènes de la Sicile septentrionale et de la Tunisie du Nord. Malgré les divergences de vue des géologues sur ces plissements, autochtones pour les uns, formés dans une nappe de charriage pour les autres, en tous cas constitués au tertiaire moyen, il est certain que la vallée marine occupe entre eux une région géologique faible de l'écorce; région que colmatèrent les dépôts à peine ondulés du miocène, du pliocène et du quaternaire. Il est probable que, durant le néogène et le quaternaire, alors que la Tyrrhénide finissait de s'effondrer — peut-être aussi l'Ionide — la Sicile et la Tunisie furent alternativement réunies et séparées, selon les régres-

sions et les transgressions marines qui toutefois ramenaient la nappe liquide à peu près dans les limites actuelles. En tous cas, au quaternaire, les deux régions étaient reliées : les restes de grands mammifères trouvés dans les anfractuosités des roches de Malte l'attestent. Et c'est sans doute à une période déjà avancée de cet âge que les grandes fractures se produisirent, prolongation des effondrements voisins ou contre-coups des soulèvements pléistocènes des terres des alentours; Malte, composée d'assises quaternaires, resta, probablement aussi Lampedusa, comme un *horst* morcelé au-dessus de la grande fosse médiane.

Plus encore que leurs éruptions ou leurs phénomènes d'activité solfatarienne, ces dislocations récentes du sol de la mer sicilienne prouvent la jeunesse des volcans d'entre Tunisie et Sicile. C'est très probablement pendant ces effondrements quaternaires que surgirent, par les fractures, les gaz et les produits incandescents. Dans les tufs de Linosa, d'ailleurs, on a trouvé des fossiles pléistocènes. Et la disposition si régulière du sol semble avoir déterminé la disposition des appareils. Sans parler des récifs que de vagues indices seuls permettent de considérer comme volcans et qui jalonnent la côte sicilienne méridionale à une cinquantaine de kilomètres, ni de la fissure volcanique qui, d'après Mercalli, s'étendrait des fumerolles de Sciacca à Pantellaria, les trois principaux appareils de la mer sicilienne occupent par rapport à la dépression des emplacements symétriques : Giulia et son socle immergé s'élève du flanc nord de la vallée marine, dans l'amphithéâtre que forme la côte sicilienne et le banc de l'Aventure; Linosa se dresse au flanc méridional, au versant nord du môle que couronne Lampedusa; Pantellaria, le massif principal, s'est édifiée sur la fracture même, au SE. du seuil resserré entre le banc de l'Aventure et la péninsule tunisienne.

Quelques-unes des secousses nombreuses qui se produisent au voisinage de la côte occidentale et méridionale de Sicile ont été attribuées à des éruptions sous-marines survenues au large. En 1858, entre autres, le câble de Cagliari (Sardaigne) à Malte fut rompu à deux reprises aux environs de Marittimo, une des îles Egades. En janvier 1822, une vague de fond, ressentie à Marsala, fut attribuée aussi à une éruption sous-marine.

Le 4 ou 5 octobre 1846, un capitaine de navire, passant à une

quinzaine de kilomètres du rivage de Girgenti, observa au loin une immense gerbe de flammes et de fumées de 500 mètres de diamètre qui s'élançait de la mer et des globes incandescents qui retombaient à grande distance. La mer bouillonnait sur une grande étendue et on entendait le bruit à plusieurs milles de distance [MERCALLI]. C'était évidemment une éruption sous-marine. Ne faut-il pas voir dans le *Banco delle Pinne Marine* l'appareil qui produisit cette éruption? C'est un cône à base ovale, allongée EW. sur 7 à 8 kilomètres, large d'un peu plus de moitié, naissant par 3 à 400 mètres de fond et pointant à — 48 mètres du niveau marin, à 45 kilomètres WSW. de Girgenti.

Le 18 juin 1845, vers 9 heures 30 du soir, le navire anglais *Victory* subit par 36°40'56" lat. N. et 13°44'36" long. E. de Greenwich, soit 45 à 50 kilomètres au SSW. de Licata, une violente secousse pendant que dans l'air calme des émanations sulfureuses s'élevaient, si fortes, que l'équipage avait peine à respirer [MERCALLI]. Là encore il s'agit d'une éruption sous-marine. Et dans le voisinage immédiat du lieu, la sonde a révélé le *Banco di Madrepore* de mêmes dimensions, même forme, même orientation et même piédestal que le *Banco delle Pinne Marine*, mais arrivant à — 92 mètres seulement.

Et combien d'autres phénomènes semblables qui n'ont pas été enregistrés?

GIULIA ou JULIA, l'île éphémère, à qui les Napolitains donnèrent aussi les noms de *Nerita*, *Sciacca*, *Corao*, *Ferdinandea* et que les Anglais appelèrent *Graham* et *Hotham*, est le plus important appareil de cette chaîne qui longe la côte de Sicile méridionale. Elle doit surtout son importance à l'éruption qu'elle eut en 1831; éruption décrite par C. Prevost, Hoffmann, Marzolla, C. Gemmellaro, etc., et qui en firent un des plus curieux types de volcan sous-marin.

A vrai dire, Giulia ne semble qu'un orifice adventif d'un groupe plus étendu révélé par la sonde. Bosse naissant par 250 à 300 mètres de fond, irrégulièrement circulaire, avec ses 25 kilomètres de diamètre, à peine saillante de quelque dix mètres, cent au plus, dont la partie supérieure se hérisse de nombreuses pustules d'allure conique, le socle sous-marin porte divers noms; le Banco Terrible en occupe presque toute la partie orientale et arrive jusqu'à 33 mètres au-dessous du niveau marin; le Banco di Nerita, plus élancé, pointe dans la partie méridionale jusqu'à 34 mètres au-dessous de la mer. Giulia

occupa la partie W de ce banc, à 40 kilomètres SSW. de Sciacca.

Le volcan sous-marin qui, d'après de vagues notes, se serait ouvert en 1632 près du banc de Nerita [MERCALLI] fut peut-être Giulia. La même île serait encore apparue en 1801, mais le fait n'est pas sûr.

L'éruption de 1831, la mieux connue, survint en un lieu où la sonde indiquait auparavant plus de 100 mètres d'eau. Elle débuta en juin par une agitation insolite de la mer; puis des tremblements du sol à Sciacca et jusqu'à Palerme. Au début de juillet les secousses cessèrent; la mer bouillonnait répandant, à grande distance une fétide odeur sulfureuse et se couvrant de matière gélatineuse et de cadavres de poissons.

La bouche volcanique était déjà certainement ouverte, mais l'eau empêchait la libre projection des matériaux et ne permettait pas au pin volcanique de se développer. Le 8 juillet seulement, on commença à voir des soulèvements et des projections d'eau, fangeuse et noire, jusqu'à 20 ou 30 mètres de hauteur; puis des nuages de fumées jaillirent à des intervalles de quinze, vingt ou trente minutes; et le 10, une colonne presque continue de fumée, blanc-gris le jour, rougeoyante la nuit, chargée de cendres, d'arènes et de pierres incandescentes, s'élança librement au-dessus des ondes; quelques jets secondaires s'y joignirent les jours suivants; le vent chassa les gaz méphitiques jusqu'en Sicile et de petites scories se répandirent sur la mer et vinrent s'accumuler sur la plage de Sciacca en une épaisseur d'un décimètre [HOFFMANN].

Ce n'est que le 16 juillet, toutefois, que le capitaine Carao observa, le premier, à la base de la colonne vaporeuse, un anneau de matériaux, haut de 3-4 mètres, entourant un orifice d'où s'épanchait une coulée de scories agglomérées qu'il prit pour de la lave ardente. L'éruption atteignit sa plus grande violence du 18 au 22 de ce mois qui donna son nom à la nouvelle terre. La colonne de vapeur, presque blanche, s'élançait continuellement de trois points différents du cratère; à intervalles de deux à trois minutes, des masses de scories, de sables et de cendres s'y mêlaient en quantités considérables, l'accompagnaient jusqu'à 100 ou 200 mètres, laissant la blanche vapeur monter plus haut; le cône s'éleva rapidement au-dessus des eaux; le 22, il présentait autour du large cratère la forme d'un croissant presque fermé, de 250 mètres de diamètre, élevé de 25 mètres au-dessus des eaux dans sa partie NW., descendant graduellement

vers le SE, où l'ouverture laissait alternativement entrer et sortir la mer tumultueuse, selon les repos momentanés et les hoquets des explosions. L'activité se maintint assez violente pendant un mois encore et l'île continua de grandir; il y eut même dans le cours du mois d'août, au SW. de l'île, un point d'agitation secondaire. Le 2 août, le capitaine Senhouse débarqua le premier et planta le drapeau britannique sur la terre en feu qu'il appela Graham. Le 11 et le 12, C. Gemmellaro trouva à l'île 29 mètres de hauteur et environ 750 mètres de tour; la forme de croissant s'était maintenue, mais à ce moment la partie la plus élevée était à l'est, tandis que l'ouverture se trouvait au Sud. Le 25 août, Giulia avait sa plus grande étendue, environ 1 100 mètres de circuit (3700 pieds, mètres?) et 20 mètres de hauteur (65 pieds, mètres?).

A la fin du mois d'août l'activité décrut et la mer commença son œuvre destructrice. A mesure que les explosions s'espaçaient, devenaient de simples jets de vapeur accompagnés de détonations, les matériaux incohérents dont l'île était composée se dispersaient de plus en plus sous le choc des vagues.

Le 3 septembre, C. Prévost la trouva presque circulaire, et à pic de tous côtés vers la mer, excepté au SSE., où un faible seuil, à peine plus élevé que le niveau marin, donnait accès dans la dépression intérieure aux flancs adoucis qui avait été le cratère. Un mois après, Giulia n'était plus qu'une terre basse de quelques décimètres de surrection, au milieu de laquelle se dressait une colline isolée et le cratère était à peine reconnaissable. Au début de l'année suivante, l'île disparut entièrement; trois ans après, la sonde révélait un banc dangereux formé de roches noires, à 3 mètres sous l'eau.

D'après les voyageurs (Hoffmann et Prevost notamment), la nouvelle île était formée exclusivement de cendres, arènes, scories et autres matériaux détritiques dans lesquels apparaissaient quelques fragments de calcaires dolomitiques, mais pas de lave. Gemmellaro considérait ces produits comme trachytiques et Montessus dit même qu'ils étaient formés de rhyolite avec petits cristaux d'amphibole et d'augite. D'après Mercalli, ce sont des roches basaltiques. Ces matériaux avaient une disposition assez distincte et régulière; les strates qu'ils formaient inclinaient à environ 30 degrés des deux côtés.

Giulia eut une autre éruption en 1863, mais plus courte et moins connue; le 12 août, le cratère se reforma, une petite île apparut de

nouveau, mais elle disparut rapidement et, en 1887, la sonde ne trouvait plus le sol qu'à 100 mètres de profondeur.

Il semble donc que Giulia, comme Vulcano ou Ischia, est un volcan à éruptions espacées, surtout explosives et de courte durée. Et, de plus, il doit se produire en ce point du globe un phénomène comparable à celui qui a formé les monts Hybléens : les matériaux incohérents sont étalés par la mer et les éruptions sont peut-être assez espacées pour que celle-ci ait le temps de déposer ses sédiments sur les couches volcaniques étalées.

PANTELLARIA ou *Pantelleria*, l'antique *Cossura* ou *Cossyra*, est la plus grande des îles volcaniques de la mer de Sicile. Des vestiges divers ont montré qu'elle eut, sous les Phéniciens, puis les Carthaginois, plus d'importance qu'aujourd'hui. Au temps de Rome, elle servit de lieu de relégation et c'est là que fut internée Julie, fille d'Auguste. Le manque d'eaux douces et de ports abrités lui fait perdre les avantages que fourniraient son sol fertile et sa position maîtresse entre les deux grands bassins méditerranéens. Pour le géologue, c'est un massif complexe aux produits très particuliers et dont l'activité semble à son déclin. Elle fut décrite, dans la première moitié du XIXe siècle, par F. Ferrara, Beffa et Gemmellaro, Hoffmann et P. Calcara, qui en donna l'étude la plus détaillée et la meilleure, quoique imbue des idées de L. de Buch. Des études plus récentes sur quelques-unes de ses roches particulières ont été fournies par Foerstner, Washington, T. Crook, etc.

Pantellaria s'élève par 36°45' de lat. N. et 11°55' de long. E. de Greenw., à une centaine de kilomètres de la côte sicilienne la plus proche, près Sciacca, et à 70 kilomètres à l'E. du cap Mustapha, en Tunisie. Elle s'est édifiée par 800 mètres de fond en moyenne, 5 à 600 au NW., 1 000 et plus au SE. Cône assez régulier dans son ensemble, à base ovoïde, de 30 à 35 kilomètres de plus grand axe SE.-NW., de 20 à 25 de plus petit, Pantellaria s'élance jusqu'à plus de 800 mètres au-dessus des eaux. Au sortir de la mer, le massif garde la forme et l'orientation qu'il avait plus bas, avec une douzaine de kilomètres de grand axe, 8 à 9 de plus petit, une surface d'environ 83 kilomètres carrés. Le relief est accidenté et pittoresque et présente toutefois une certaine régularité. Au centre, un peu vers le SE., s'élève la « Montagna Grande », massif principal dont le cône culmine à

836 mètres au-dessus des mers, et que surmonte, comme une bosse, au tiers de sa hauteur, le Cuddia di Mida. Les autres protubérances entourent de tous côtés ce mont central et bordent le littoral pour la plupart : Monte Gelfi Khamar (252 mètres), au SSW.; Cuddia di Scauri collocata, au S.; Monte Sciuvechi et Monte Gelfiser, à l'E.; Monte Gibele, à la forme conique, au NE.; Cuddia di Gadir, au N. et les trois petites collines coniques, les Cuddie di Terli, qui lui font suite régulièrement dans la direction du NW.; Monte Sant'Elmo (204 mètres), au milieu de la partie NW. de l'île, avec le Cuddia Brucciata à son pied septentrional, et trois petits Monti coniques à son pied occidental; enfin, Cuddia Rossa, à l'WNW. de la Montagna Grande et, à l'W., Cuddia Nera, au pied oriental duquel s'étend un lac de 500 mètres de diamètre, à l'eau chaude et alcaline.

Pantellaria produit des vignes, des oliviers, des arbres fruitiers, des céréales, du coton, etc. Les 7 ou 8000 habitants qui y vivent, au patois arabe mêlé de mots italiens, séjournent pour une moitié dans la ville, Pantellaria ou Oppidolo, sise sur le rivage NNW., au pied du Cuddia Brucciata et des Monti.

Pantellaria n'a pas dû subir grand changement durant la période historique. Les phénomènes se résument à des manifestations de fumerolles, intenses, il est vrai. Mais il faut relier au massif l'éruption sous-marine survenue le 17 octobre 1891, à 3 kilomètres à l'W. de l'île, certainement encore dans les flancs immergés de l'appareil. Les phénomènes éruptifs débutèrent le matin du 17; la mer bouillonna; des colonnes de vapeur et de fumée, accompagnées de bruits sourds et profonds, s'élancèrent de la mer sur une ligne de 850 à 1000 mètres, orientée SW.-NE. Puis les éjections se concentrèrent en deux points voisins l'un de l'autre; des blocs de lave furent projetés en quantité considérable, et les explosions se succédaient avec rapidité [RICCO]. Les blocs projetés, dont les plus gros avaient 1 à 2 mètres de diamètre, étaient formés d'une roche noire, vitreuse, scoriacée et de nature basaltique. A peine retombés à la surface de la mer, ils flottaient pour la plupart, puis éclataient, lâchant une vapeur aqueuse mêlée d'anhydride sulfureux. L'éruption cessa le 25 octobre. On trouva plus tard en cet endroit une profondeur variant de 200 à 400 mètres.

Pantellaria résulte de la juxtaposition d'un nombre assez considérable d'appareils volcaniques, plus ou moins indépendants, repré-

sentés par ses *monti* et ses *cuddie* : on en compte plus de quinze dans l'île, imparfaitement connue, sans parler de ceux qui doivent surmonter les flancs immergés ou qui composent le socle même. La grande montagne centrale est l'appareil principal, mais tous les autres, qui l'entourent comme un cortège, ne peuvent être considérés comme de simples pustules adventives, comme c'est le cas pour les cônes secondaires de l'Etna; par leur grandeur, leur groupement, leur structure ou leurs produits, ils ont leur individualité propre. A cet égard Pantellaria a de grandes analogies avec Salina et surtout Lipari. Tous ces appareils sont formés de produits meubles et de laves en amas ou en coulées, mais, comme dans la plupart des appareils qui ont eu à lutter contre les chocs de la mer, ce sont celles-ci qui dominent. La plupart d'entre eux se creusent au sommet ou au flanc d'un orifice cratérique, parfois de plusieurs.

D'après ce que l'on en connaît, l'île est en majeure partie formée de trachyte; la roche acide et les variétés qui s'y rattachent, apparaissent, en effet, dans toute la région centrale et sud-orientale, et en divers points du nord-ouest. Les autres matériaux, laves et scories basaltiques, constituent seulement les appareils qui bordent l'île au NW., sur une largeur apparente de 2 ou 3 kilomètres au plus.

Calcara distinguait quarante et une variétés de trachytes à Pantellaria. Ce sont tous des trachytes sanidiniques, blanc gris, rouge-gris, verdâtres, etc.; quelques-uns parsemés de cristaux de feldspath, d'amphibole, et plus rarement aussi d'olivine et de pyroxène. Beaucoup d'entre eux se distinguent par leur teneur extraordinaire en soude, presque toute contenue dans le feldspath; ce sont les *pantellérites*, rarement signalées en dehors de l'île sicilienne et formant un groupe à part dans la grande famille des trachytes. Elles sont porphyriques, varient du vert au noir, et présentent de grands cristaux d'anorthose, d'augite *aegyrine* et d'amphibole, au milieu d'une pâte tantôt vitreuse, tantôt trachytique à microlithes d'anorthose; la silice y abonde, mais généralement pas sous forme de quartz. Elles ont de 67 à 70 p. c. de SO_2, une forte proportion d'alcalis — 10 à 12 p. c. — parmi lesquels la soude prédomine avec 6 à 8 p. c. [L. BERTRAND].

Les ponces, les perlites et les obsidiennes sont assez développées dans l'île. Le trachyte présente des passages à l'une ou à l'autre de ces roches, parfois aussi à la domite, et quelques roches sont remar-

quables par le changement gradué qu'on y observe entre la structure cristalline du trachyte et celle, vitreuse, de l'obsidienne.

Le trachyte et ses variétés se présente en amas, en coupoles, en dômes sans cratère, mais Beffa signale aussi des coulées distinctes, qui, lorsqu'elles sont superposées, présente un extérieur rugueux et une masse partiellement semi-vitreuse, scoriforme et cellulaire; de plus, quelques-unes ont produit du métamorphisme sur les matériaux sous-jacents. On observe aussi des alternances de coulées et de produits clastiques. D'ailleurs, plusieurs des monts qui se dressent dans la partie trachytique de l'île ont des cratères d'où sortent distinctement des coulées. La Montagna Grande est toute formée de trachyte, mais on n'a pas signalé de cratère au sommet; en revanche, la Cuddia di Mida qui se dresse sur son flanc, offre une cuve de 80 mètres environ de diamètre toute garnie de fumerolles dans sa partie septentrionale. Le sommet du Gibele, dont les trachytes rosâtres contiennent de gros cristaux de feldspath, se creuse d'un cratère de 118 mètres de diamètre, ouvert au SW.; au Sciuvechi et au Gelfiser, également percés de cratères, le trachyte est vitreux; le Cuddia di Scauri collocata est composé de trachyte et d'obsidienne riche en incrustations siliciques; le Cuddia di Gadir, de trachyte, d'obsidienne et de ponce; le Gelfi Khamar, grand amoncellement d'obsidienne, est pourtant creusé au sommet d'une vaste et profonde cuve, le *Vallone dell' Abate;* au bord oriental du Lago, qui occupe certainement le fond d'un cratère, des lits de trachyte passant à l'obsidienne recouvrent des bancs de pouzzolane, tandis qu'au NW., le trachyte est régulièrement divisé en colonnes prismatiques.

Le Sant' Elmo, volcan à cratère reconnaissable, présente des nappes de laves et des bancs de produits très distincts et semble un appareil intermédiaire entre les volcans trachytiques du SE. et les volcans basaltiques du NW.; son sommet et tout son flanc oriental et sud-oriental est formé de trachytes vitreux gris-vert, et sa partie occidentale et sud-occidentale consiste en amas de scories et de courants basaltiques superposés à la roche acide.

Les produits basaltiques de Pantellaria, dolérites et trachy-dolérites des modernes, qui, d'après Hoffmann, ressemblent beaucoup aux laves modernes de l'Etna, sont d'après Calcara, qui les appelait téfrines, des roches apparemment homogènes, constituées de feldspath labradorique et parsemées de lamelles de ce minéral, comme

dans le porphyre. Leur couleur varie du brun au gris et au rougeâtre. Elles sont compactes, scoriacées ou vitreuses. Elles se présentent toujours en coulées ou en couches meubles, en général nues et arides, et forment, en plus du Sant' Elmo occidental, les petits appareils du NW. Au Cuddia Nera, elles sont noires; au Cuddia Rossa, rougeâtres, compactes et scoriacées; elles forment également les Monti, percés de cratères, et l'une des bouches a rejeté la coulée qui forme le littoral au S. de la cité; les téfrines du Brucciata, dont les deux cratères ont environ 50 mètres de diamètre chacun, sont noires et scoriacées; elles sont très riches en olivine au Cuddia di Ferli.

Calcara, disciple de L. de Buch, pensait que les trachytes de Pantellaria formaient des cratères de soulèvement et que seules les téfrines représentaient les vrais laves marquant la transformation des cratères de soulèvement en cratères d'explosion. Il avait d'ailleurs reconnu que lorsque les deux roches se présentent associées, dans un même appareil, comme dans le Sant'Elmo, ou en divers autres lieux, les téfrines sont toujours superposées aux trachytes; elles sont donc plus jeunes; leur aspect aride, le peu de dégradations qu'elles ont subies confirme ceci. Mercalli conclut qu'il y eut, pour cette partie supérieure du massif de Pantellaria, deux époques d'activité, principales : une époque antique et trachytique, probablement pleistocène, dans laquelle éclatèrent les éruptions, au moins en partie sous-marines, de roches acides, et qui correspond peut-être à la phase sous-marine de la région etnéenne, flégréenne et éolienne ; une époque moderne, dans laquelle eurent lieu les éruptions subaériennes, de laves téfriniques comme à l'Etna, et de ponce et verre volcanique comme à Lipari.

Ces dernières éruptions, quoique très récentes, n'ont pas été signalées historiquement, sauf celles de 1891 dont les produits furent moins acides. Le ralentissement de l'ardeur éruptive est également prouvé par la diminution d'activité des phénomènes secondaires. Alors que de grands dépôts de soufre et des incrustations abondantes de quartz et de silice hydratée, attestent à la *Miniera dello Zolfo* près du Gadir, près du Scauri collocata et en d'autres lieux, que Pantellaria eut autrefois des fumerolles intenses et des manifestations assez semblables aux geysers d'Islande et de Nouvelle-Zélande, les fumerolles et les sources thermales et minérales que l'île possède encore aujourd'hui, analogues à celles des Campei Flegrei napolitains, sont loin de pro-

duire un tel travail. Quelques jets de vapeur s'élancent encore de la partie septentrionale du cratère de Cuddia di Mida ; d'autres jaillissent aux flancs et au sommet de la Montagna Grande ; le Lago est alimenté par une série de sources d'eau thermale (85° C.?.), chargée de carbonate de soude et de silice hydratée ; son eau, plus alcaline que celle des sources, surtout en été quand l'évaporation se produit, est presqu'entièrement privée d'animaux vivants. D'autres sources semblables sourdent de la roche à la plage septentrionale dans la région du Gadir et dans la partie opposée, vers le Scauri collòcata.

LINOSA, l'antique *Ætusa* ou *Ægusa* n'eut pas, durant l'Histoire, de particularité assez saillante pour qu'elle ait pu obtenir quelque célébrité. Le petit îlot aride, dépourvu de sources potables, fut certainement habité vers l'époque romaine, puisqu'on y a retrouvé des vases et des monnaies. Mais il fut abandonné par la suite, jusqu'en 1845, époque à laquelle quelques centaines de colons faméliques vinrent tenter d'en faire fructifier les rocs. Pietro Calcara est un des rares voyageurs qui l'ont visitée et décrite de façon scientifique ; son ouvrage déjà ancien (1851) est incomplet et se rattache assez difficilement aux opinions géologiques actuelles.

Linosa, entièrement volcanique, surgit à environ 136 kilomètres à l'W. de Malte et 120 au SSE. de Pantellaria, à peu près à mi-pente de la longue déclivité qui descend des côtes tunisiennes vers la fosse sicilienne. Sa base circulaire de 15 à 20 kilomètres de diamètre occupe par 4 ou 500 mètres de fond la racine d'un promontoire sous-marin qui s'effile bizarrement vers l'ENE. Cône régulier dans sa partie immergée, Linosa prend plutôt, au sortir des eaux, la forme d'une ellipse de 5 1/2 kilomètres E.—W., la moitié transversalement, soit 12 kilomètres carrés de surface. L'île est formée par une chaîne de monts coniques disposés selon le grand axe ; *Montagna Alta*, culminant à 143 mètres, au centre ; *Montagna Bandiera* ; aussi élevée, à l'E. ; *Monte della Pozzolana*, de belle forme conique, 118 mètres, à l'W. ; la *Montagna di Tramontana*, 48 mètres, au Nord.

L'activité est nulle à Linosa ; elle n'y a jamais été signalée et l'île a dû garder même forme et même aspect durant la période historique.

Les quatre monts de Linosa sont des appareils distincts, agglomérés comme ceux de Lipari ou Pantellaria et composés surtout de laves, trachytes et basaltes variés ; ceux-là, noirâtres, jaunes ou bruns,

granuleux, décomposés, tufacés, accompagnés de ponces ou de pouzzolane; ceux-ci, rouges, gris ou noirâtres, compactes ou scoriacés, en général d'aspect plus récent que les trachytes et d'ailleurs superposés à ceux-ci.

La Montagna Alta semble intérieurement composée d'un trachyte décomposé; elle conserve un cratère terminal, circulaire, de plus de 100 mètres de diamètre et 8 de profondeur, ouvert au NN.W, vers le flanc qui présente de nombreuses coulées de téfrines (dolérites et trachy-dolérites des modernes) voisines de la roche trachytique décomposée; d'un autre cratère, ouvert au flanc S, sont issues d'autres coulées de téfrines superposées. De même, la Montagna della Pozzolana est formée intérieurement de roches trachytiques, recouvertes en divers lieux de coulées et de couches de scories téfriniques. Ces laves basaltiques, plus fraîches que celles de la Montagna Alta se sont répandues dans la partie NW. de l'île, qu'elles rendent aride, impraticable et déserte jusqu'à la mer. Calcara remarqua, à quelques courants descendus du flanc N., l'allure cordée propre aux laves vésuviennes. Deux cratères voisins se creusent dans le flanc oriental du volcan; l'un, en forme d'entonnoir, a 45 mètres de diamètre; l'autre n'est qu'une cavité de quelques mètres de profondeur. La structure des deux autres monts de Linosa est semblable à celle des monts déjà décrits.

Linosa semble donc avoir eu aussi deux époques d'émission distinctes, parallèles sans doute à celles de Pantellaria; l'une ancienne, trachytique; l'autre plus récente, téfrinique.

Salses et Mofettes. — Les manifestations pseudo-volcaniques abondent en Italie. Salses, mofettes, eaux thermales et minérales, *soffioni boraciferi* — faut-il y ajouter les sources pétrolifères? — se distribuent le long de l'échine apennine, depuis les Alpes jusqu'à la pointe occidentale de la Sicile, et les filons métallifères, les énormes dépôts de soufre, de gypse, de travertin, d'alun et d'hydrocarbure intercalés dans les sédiments prouvent la durable et importante action de ces phénomènes.

Certes, un grand nombre des sources et gîtes dont nous parlons se rattachent directement aux volcans les plus voisins; ce sont alors des phénomènes complémentaires, mais il n'est pas partout possible de faire la preuve de la liaison entre les appareils; aussi vaut-il la peine de faire une rapide énumération de ces manifestations.

Elles sont en général très régulièrement disposées le long des deux bases de la chaîne apennine et rarement au-dessus de quelque cents mètres d'altitude. En deux ou trois points seulement des traînées transversales relient les deux zones basses. La plupart des évents paraissent isolés, sans autre relation que leur distribution au pied de la chaîne, mais, en certains districts, Toscane, Emilie et Sicile, ils se groupent en nombres considérables.

Du nord au sud, la rangée du flanc méridional des Apennins débute en Ligurie sud-orientale, Rivière du Levant, par quelques sources thermales sulfurées, acidulées et par des jets d'acide carbonique, phénomènes qui deviennent très abondants aux environs de Lucques, de Pistoïa, de Margello et d'Arezzo. La Toscane est célèbre par ses manifestations diverses, ses mines métallifères et par son groupe de *soffioni boraciferi.*

Les *soffioni boraciferi* du Volterrano, Toscane sud-occidentale, bien décrits par G. Meneghini, puis par Bechi, Stoppani et Mercalli, sont des phénomènes analogues ou affiliés aux geysers; ce sont ou des jets puissants de quelques pieds de hauteur, dans lesquels la vapeur se mêle à diverses matières gazeuses, ou bien de simples émissions de produits similaires, fusant le long de fractures du sol, ou bouillant dans des lacs naturels, ou artificiels. Leur domaine est celui des vallées de la Cecina et de la Cormia au pied du Monte Cornate (1059 mètres), à une trentaine de kilomètres au WSW. de Sienne. On compte plusieurs centaines de points d'émission, formant sept ou huit groupes; ils se trouvent pour la plupart dans les terrains éocènes et spécialement au voisinage des roches serpentineuses; quelques-uns se rencontrent dans le crétacé et dans les assises néogènes. Les soffioni sont distribués de préférence sur des fentes qui peuvent avoir deux ou trois kilomètres de long, en général alignées NNW.-SSE. comme les plis de l'Italie et probablement comme les failles qui ont donné naissance aux volcans romains.

Les soffioni sont parfois secs, c'est-à-dire privés de vapeur, mais en général l'eau est leur élément principal; l'acide carbonique abonde; il y a aussi de l'acide sulfurique, de l'azote, de l'hydrogène et du gaz des marais. On trouve en outre diverses substances volatilisées: acide borique, dont s'empare l'industrie, sulfates d'ammoniaque, de fer, de magnésie, de soude, et un peu de matières organiques. Çà et là, on

a trouvé calcium, aluminium, potassium, lithium et rubidium. Les vapeurs incrustent le sol de minéraux divers, combinaisons des corps précédents ; le pétrole flotte parfois sur les lacs ou suinte le long des fentes.

Quelques soffioni sont calmes, d'autres très bruyants ; la pression de la vapeur peut aller jusqu'à trois atmosphères avec une température correspondante ; la plus haute colonne d'eau qu'on ait vue a été évaluée à 20 mètres de hauteur.

Les soffioni ont généralement une vie assez brève en un même point ; le maximum constaté a été de dix ans, et, très fréquemment, ils subissent des oscillations importantes dans leur débit. Il est probable que des dépôts accumulés bouchent graduellement l'ouverture des évents. Mais il n'y a pas extinction, simplement périgrination. Dans un lieu proche, où rien ne faisait présager une éruption, le soffioni apparaît, éclatant comme un coup de mine. ***Ce déplacement du soffioni a toujours lieu vers un point plus élevé que celui dont il provient***, de sorte qu'il y a migration générale vers les parties supérieures des vallées, et qu'on peut prédire qu'un jour tous les groupes se réuniront aux sommets de la chaîne.

Les hypothèses relatives aux soffioni sont nombreuses. D'après Bechi, ce sont là des phénomènes volcaniques, et c'est la roche serpentineuse qui fournit les produits divers ; des expériences en laboratoire semblent appuyer cette manière de voir. Selon Stoppani, le déplacement vers les altitudes plus élevées serait dû à la grande perméabilité des roches des régions supérieures que les eaux ont plus complètement délavées.

Au versant externe de l'arc apennin, la succession des évents est bien plus apparente et remarquable ; c'est par centaines que se chiffrent les lieux d'émissions diverses, et rarement les espaces intermédiaires dépassent quelques dizaines de kilomètres.

Le groupe émilien est principalement caractérisé par des émissions d'hydrocarbures qui, en divers endroits, se rattachent à des volcans de boue ou salses. Ces salses sont calmes ou violentes, petites ou grandes, chaudes ou froides, et ont souvent dans leur voisinage des dépôts de bitume, de soufre, etc.

Boccone et Romazzini au XVIIe siècle ; Galeazzi, Ferber, Volta, Spallanzani au siècle suivant ; puis, plus récemment, Bianconi,

Stoppani, Calegeri, Canestrini, Stohr, Mercalli sont les principaux auteurs qui ont étudié le groupe des salses émiliennes.

Leur domaine s'étend d'une part depuis la ligne de faîte jusqu'à la grande route que jalonnent, à l'altitude moyenne de 50 mètres, Parme. Modène, Bologne, Faenza; d'autre part, depuis l'Enza à l'ouest jusqu'au Montone, rivière de Forli, à l'est. Les évents sont distribués sur deux lignes parallèles suivant la direction de la chaîne; une située entre 300 et 1000 mètres d'altitude, dans l'éocène et, au voisinage des roches serpentineuses, l'autre groupant ses évents parmi les basses collines formées de marnes et argiles qui terminent la pente montagneuse à une altitude de 100 ou 200 mètres.

L'alignement supérieur consiste en petites fentes ou trous du sol, isolés ou groupés en nombre variable, laissant fuser le gaz des marais, sec, ou accompagné d'eau thermo-minérale. On compte une dizaine de groupes d'évents principaux. Depuis le moyen âge ces points d'émission gazeuse sont connus sous le nom de « fontaines ardentes ».

Les plus importantes portent les noms de *Corniglio; Ospedaletto*, en amont de Reggio di Emilia; *Boccasuolo; Barigazzo*, entre les hauts affluents de la Secchia et du Passaro, vers 800 mètres, longtemps utilisé comme four à chaux; *Orto dell'inferno; Sponda del Gatto; Sera dei Grilli*, près Fanano; *Poretta; Pietra Mala*. La série se termine par les sources thermo-minérales de *Marradi* et de *Bagno di Romagna*.

Dans tous ces évents, l'hydrogène protocarburé est le gaz dominant, mais presque toujours de très faibles quantités d'azote et d'acide carbonique lui sont associés; une analyse de Fouqué et Gorrceix donne : hydrogène protocarboné (méthane), 90,75 à 98,85 p. c.; anhydride carbonique, 0,53 à 5,97 p. c.; azote, 0,30 à 8,04 p. c. Ces gaz sortent généralement froids, mais l'homme (la foudre peut-être aussi) y met facilement le feu et l'incendie peut alors durer des mois entiers, persistant jours et nuits, jusqu'à ce qu'un coup de vent, la pluie ou l'obstruction d'un orifice éteigne la flamme.

Entre la zone de ces fontaines ardentes et les salses de la basse plaine on trouve, çà et là, quelques sources pétrolifères ou thermominérales, ainsi entre Pavullo et Trigano.

Les évents de la zone inférieure ont également l'hydrogène protocarboné et les hydrocarbures liquides comme éléments principaux, mais le plus souvent des boues salées les accompagnent et forment de

petits volcans de boue. Quelques-unes étaient déjà connues du temps des Classiques, pourtant un grand nombre de ces salses ou ***Bombi*** de l'Emilie n'ont été découvertes que récemment.

On compte une quinzaine de ces appareils distribués à distances inégales, et plus ou moins associées à des sources thermales, minérales et à des émanations diverses, depuis les environs de Borgo-San-Donnino jusqu'à ceux d'Imola. Ils se dressent sur le sommet de collines sédimentaires ou dans des dépressions, et semblent s'être peu ou point déplacés depuis qu'on les observe. Le domaine de chacune de ces salses est généralement assez petit, 10 mètres de diamètre au plus, leurs formes sont variées et assez rapidement changeantes. C'est souvent un tertre conique argileux de couleur grise, haut de 1 ou 2 mètres, percé d'un cratère au sommet et ordinairement entouré de tertres semblables mais plus petits. Il y a aussi parfois un grand nombre de pustules à peu près de même importance. Les cratères se remplissent de boue où viennent crever des bulles de gaz.

A une trentaine de kilomètres à l'ouest de Parme se trouvent les sources de *Salsomaggiore*, exploitées dans un établissement depuis 1842. Les eaux fangeuses sont sulfureuses et iodo-bromurées et contiennent près de 75 centimètres cubes pour mille de sulfate de calcium.

Près de Reggio-di-Emilia, on cite deux salses principales : *Casola Querzola* et *Querzola*. Cette dernière est probablement celle que Spallanzani désigne sous le nom de *la Maina*. Il la visita en 1785 et en 1789; la première fois il compta douze cônes, dont un notablement plus grand que les autres; quatre années plus tard il y avait dix-sept pustules. En 1873, l'abbé Ferrati décrit cette salse comme un superbe cône de plus de 7 mètres de hauteur, mais elle s'affaissait lentement par effondrement de sous-sol.

Dans le Modenais on compte sept ou huit salses importantes; la plus célèbre est près du village de *Sassuolo*, on la nomme aussi *Salsa di Sopra*. Déjà citée par Pline, elle est le siège de véritables éruptions; on en décrit une dizaine entre 1594 et 1873, dont une, en 1835, dura neuf semaines de temps et donna naissance à un petit fleuve de boue; un établissement de bains utilise la source; dans le voisinage se trouve une fontaine de pétrole.

A proximité du village de *Nirano*, une vingtaine de bouches disposées en deux groupes occupent le fond d'une petite plaine circulaire;

un des appareils laisse couler lentement une fange pétrolifère par une fissure de son flanc.

Dans le Bolonais on connaît entre autres les salses de *Sassuno*, vulgairement appelée *Dragone*, puis *San-Martino*, *Berguello* et *Riolo*.

. La composition gazeuze des évents émiliens ne diffère guère de ceux de Toscane; pourtant, à Sassuno, les auteurs déjà cités ont trouvé 17,87 p. c. d'iodure d'éthyle, à côté de 80,60 p. c. d'hydrogène protocarboné, de 0,39 p. c. d'azote et de 1,14 p. c. d'acide carbonique. La boue est à texture fine, principalement formée d'argile, parfois avec des restes organiques d'aspect pliocène, des coquilles d'échinodermes, etc. Elle se gerce en séchant, et se couvre souvent de minces efflorescences salines. Mercalli juge que les morceaux de roches que la fange amène parfois sont des fragments de calcaires à fucoïdes d'âge éocène, arènes glaucomitiques, pyrites et serpentines, roches évidemment arrachées aux terrains traversés; les matières gazeuses doivent donc avoir une origine antérieure à l'éocène; elles proviennent des étages miocènes et pliocènes.

On trouve des évents semblables aux Soffioni boraciferi dans les régions du Laziale, du Roccamonfina et de la Campanie. Dans la baie de Salerne, on compte quinze sources thermales diverses. Le versant occidental de la Calabre a également des sources sulfurées, salines et acidulo-ferrugineuses.

Les phénomènes pseudo-volcaniques de la Sicile peuvent être répartis en deux groupes, l'un formé des salses environnant l'Etna, l'autre comprenant les appareils dispersés dans les collines centro-méridionales de l'île. En Sicile, les observateurs furent surtout Ferrara, Bianconi, Brocchi, Ch. Sainte-Claire-Deville, Stoppani, Silvestri, etc.

Le groupe de l'Etna est caractrisé par le fait que les bouches jaillissent dans les terrains quaternaires; puis le gaz prédominant est l'acide carbonique; en troisième lieu le mécanisme des éruptions semble plus ou moins en relation avec les tremblements de terre siciliens.

La SALINELLA *di* PATERNO, ou *Salsa di Paterno*, ou simplement la *Salinella*, est située à un peu plus de 500 mètres de la ville dont elle porte le nom, à 22 kilomètres en ligne droite du cratère de l'Etna, à l'altitude de 190 mètres. Elle sourd dans un bassin argileux

légèrement incliné vers le NW., long d'une centaine de mètres, large d'une vingtaine, sans trace de végétation environnante. Les matières gazeuses viennent jaillir çà et là. amenant de l'eau chargée de chlorure de sodium et de limon argileux, eau ordinairement froide entre les paroxysmes. Durant le XIXe siècle, on cite les années suivante comme dates de véritables éruptions de la Salinelle : 1808, après un trembleterre en Sicile; 1832, après l'éruption de l'Etna; 1848, après un trembleterre; 1866, consécutivement à une éruption etnéenne; 1879-1880 avant, pendant et après l'éruption de 1879.

Prenons en exemple l'activité exceptionnelle de 1866. On ressentit quelques secousses du sol à Paterno et le débit de la salse augmenta; le bassin se trouva en quelques jours transformé en lac d'eau chaude à l'odeur sulfurée et bitumineuse; d'une demi-douzaine de bouches jaillissait jusqu'à un ou deux mètres de hauteur une colonne d'eau, ayant une température entre 26° C. et 46° C. et un diamètre de 0,30 ou plus ; d'autres évents ne donnaient que du gaz.

Voici deux analyses de Silvestri : 95,42 p. c. CO^2; 0,77 p. c. O; 2,97 p. c. Az; 0,55 p. c. H; 0,96 p. c. CH^4; pour un cratère froid. 92,53 p. c. CO^2; 0,12 p. c. O; 4,70 p. c. Az; 0,99 p. c H; 0, 49 p. c. CH_4; 0,30 p. c. SH^2; pour un cratère d'eau tiède.

Les matières contenues en dissolution dans l'eau étaient surtout du chlorure de sodium, puis du chlorure de calcium et de magnesium, du bicarbonate de calcium et de magnesium, et, enfin, des traces de nombreux autres corps.

En 1879, C.-W. Gümbel trouva que la plus grande partie de la fange était une argile plastique ferrugineuse avec particules de quartz et de mica et une grande quantité de cocolithes et de foraminifères appartenant aux genres *Globigerinus, Nodosaries, Cristellaries.* Ces matériaux éruptifs proviendraient donc d'une argile tertiaire ramollie et imprégnée d'eau que la tension des gaz fit jaillir au dehors.

Voici quelques-unes des autres salses etnéennes : ***San-Biagio, Pelagusa, Salina del Fiume, Acqua Rossa*** ou ***Acqua Grossa*** dans le voisinage de San-Biagio, *Fondachello*, près de Giarre, à l'est de l'Etna. Quelles voisines que ces sources soient de celle de Paterno, on n'a pu remarquer la moindre coïncidence dans les phénomènes éruptifs, dont l'une et l'autre sont le siège.

Le second groupe d'appareils pseudo-volcaniques de la Sicile est caractérisé par la situation des bouches dans le terrain miocène

supérieur et par la prédominance du gaz hydrogène protocarburé. Les bouches de beaucoup les plus importantes de ce groupe sont les Maccalube de Girgenti.

Maccalube ou ***Macalube***, mot arabe ayant la signification probable de ***trouble***, se trouve à une dizaine de kilomètres au nord de Girgenti. C'est probablement à ces salses que Strabon fait allusion en décrivant des étangs des environs d'Agrigente, « où l'homme nage comme un morceau de bois ». L'aspect du plateau des Maccalube change suivant les saisons ; d'environ 250 mètres de diamètre, il est recouvert en été d'un grand nombre de petits cratères emplis d'une bouillie argileuse, dégageant incessamment des bulles de gaz, et déversant sur les talus extérieurs de la boue qui s'écaille comme la carapace d'un crocodile couverte de fange ; quand viennent les pluies d'hiver, la plupart des cônes sont délayés et mélangés en une pâte percée de trous inégaux d'où s'échappe l'eau jaune d'argile ; même des fragments de grès sont soulevés avec la fange des Maccalube. Comme les volcans de laves, ces laboratoires de boue ont leurs périodes de calme et d'exaspération. Au commencement du siècle, de petits trembleterre secouaient parfois le sol, et des jets de boue et de pierres s'élevaient en gerbes, à 10 ou 20 mètres ; en 1777, une éruption exceptionnelle avait projeté des débris à 30 mètres de hauteur. Ils semblent plus tranquilles depuis un siècle.

Voici deux analyses tout à fait différentes des matières gazeuses des Maccalube ; 85,74 p. c. hydrogène libre ; 7,23 p. c. méthane (CH^4) ; 3,74 p. c. azote ; 0,69 p. c. oxygène ; 1,65 p. c. acide carbonique. Celle-ci est due à Silvestri, la suivante à Sainte-Claire-Deville : 90,40 p. c. méthane ; 6,75 p. c. azote ; 1,70 p. c. oxygène ; 1,15 p. c. acide carbonique. Il paraît que l'acide sulfhydrique se dégage aussi en périodes de paroxymes et même alors assez abondamment.

D'autres salses se trouvent à une demi-douzaine de kilomètres au nord des précédentes dans la campagne *Bissana* ou Bissama ; puis d'autres encore aux environs de Caltanisetta ; *Caltanisetta* même, dites aussi Terra Pilata ou *Terrapilata*, *Badia di San Spirito*, *Xirbi*. Près de Cattolica une salse dite vulgairement *Occhio dell' Abisso*, vient au jour par plusieurs bouches ; une autre surgit à quelques kilomètres de Termini. Puis, à *Palazzo Adriano*, à *Valguarneva*, à *Santa Maria dei Niscemi*, on a signalé des salses momentanément très actives. Citons encore, le *Lago di Palici* ou *di Naftia*, ou *Lago*

Paligue, l'antique ***Stagnum Palicorum***, entre Minio et Palagonia, à 35 kilomètres à l'est de Caltagirone, dans une dépression vague, stérile et malodorante des alluvions du fleuve Caltagirone.

Les Maccalube de Sicile sont ouverts dans l'argile marneuse du Tortonien, mais à travers les masses rejetées par éruption, on trouve de nombreux débris remaniés de calcaire éocène et, selon Deville, aussi des blocs de calcaires à hippurites, provenant du crétacé supérieur (près de la salse de Xirbi). L'origine de ces manifestations endogènes doit donc se trouver au moins à la profondeur du crétacé supérieur.

Si le pétrole et le bitume sont toujours associés aux salses, il existe de plus en Sicile un grand nombre de véritables sources pétrolifères et de schistes bitumineux (Paterno, Limina, Savoca, Modica, Raguda, Castrogiovanni, Caltanisetta, Leonforti, Nicosia, Cappizzi, Mistretta, etc.)

On pense aussi que le lac de Pergusa, le second en grandeur de la Sicile, se rattache par quelques fissures à des centres d'émissions gazeuses, car parfois on voit tout à coup des cadavres de poissons venir flotter à la surface en grand nombre.

Bibliographie (1)

LIVRES

ABICH (H.). *Ueber die Natur und den Zusammenhang der vulk. Bildungen.* Vol. I. — *Geologische Beobachtungen über die vulkanische Erscheinungen und Bildungen in Unter und Mittel Italien.* Braunschweig, 1841. — *Sur le Stromboli en juillet 1836 et 1857.* Zeitschr. d. deutsch. geol. gesells. Band IX. Berlin, 1836 et 1857. — *Geologische Fragmente aus' Italien*, 1863. — *Vues illustrées ..... sur le Vésuve et l'Etna.* Paris, 1887.

ALEXANDRE (G.). *Practical remarks on the lavas of Vesuvius, Etna, and the Lipari Islands.* Proc. Scient. Soc. of London. Vol. I. Londres, 1839.

ANGELIS D'OSSAT (G. de). *Sulla geologia della provincia di Roma.* Boll. soc. geol. ital. Roma, 1901. Vol. XX, p. 445-46, et 1904, vol. XXIII, p. 419-29.

ARCIDIACONO (V. S.). Boll. della Soc. Sismol. Ital. 1896 et 1902. — *Principali fenomeni* |*errutivi avvenuti in Sicilia... durante l'anno 1901.* Modena, 1904.

ARTINI (E.). *Appunti petrografici sopra alcune roccie italiane.* Rend. R. Ist. Lombardo. Vol. XXV, p. 1140.

(1) Cette bibliographie de la volcanologie italienne est loin d'être complète. Des ouvrages importants ont même pu échapper à notre énumération. L'italique entre parenthèses se rapporte à des titres d'ouvrages qui ne sont pas donnés sous leur forme correcte. Un point d'interrogation indique des renseignements bibliographiques incomplets.

AULDJO (J.). *Sketches of Vesuvius with short accounts of its principal eruptions*. London, 1833.

BALDACCI (L.). *Descrizione geologica dell' isola di Sicilia*. Mem. descrittiv. della Carta geol. d'Italia. Vol. I, 1886. 340 ps. 10 pls. Une carte géol. à 1 : 1 000 000. Ouvrage fondamental sur la Sicile en général, précieux pour les volcans. Cet ouvrage accompagne la carte de Sicile entièrement publiée en 28 feuilles. — *Alcune osservazioni sul terremoto avvenuto all' isola d'Ischia il 28 luglio 1883*. Boll. com. geol. Ital. Roma, 1883. Vol. XIV, p. 157-166 et 333-335. Cartes.

BARATTA (M.). *Il Vesuvio e le sue eruzioni*. Roma, 1897. — *L'Eruzione vesuviana dell aprile 1906*. Revista geogr. ital. T. XIII, p. 321. — *Sullo... Vulcani Eolici*. Soc. géogr. ital., 1900.

BARBIERI. *I Monti Cimino e Vulsinio*. Viterbe, 1877.

BASSANI (F.) et GALDIERI (A.). *Notizie sull' attuale eruzione del Vesuvio* (aprile 1906). Rend. d. R. Accadem. Sc. fis. e mat. Napoli, 1906. Série 3, t. XII, p. 123-127 et 321-331.

BÉGUINOT (A.). *Ponza*. Boll. soc. geog. ital., p. 214, etc.

BERGEAT (A.). *Die Aeolischen Inseln*. Abhandlungen der k. bayer. Akademie d. Wiss. Vol. XX. Münich, 1900.

BORELLI. *Hist. et meterol. incendii Aetnaei an. 1669* (en latin).

BOTTIS (G. de). *Historia d. varj incendj del Monte Vesuvio*. Napoli, 1786.

BRACCINI (G.-C.). *Dell' incendio fattosi nel Vesuvio a 16 di dicembre 1631 et delle sue cause ed effetti*. Napoli, 1632.

BRANCO (W.). *I vulcani degli Ernici nella valla del Sacco*. Atti. R. Acc. dei Lincei. Roma, 1877.

BREISLAK. *Topografia fisica della Campania*. Florence, 1798, et *Voyages physiques et lithologiques dans la Campanie*. Paris, 1801.

BROCCHI (G.). *Catalogo ragionato dei una raccolta di rocce disposte con ordine geografico, per servire alla geografia dell' Italia*. Milano, 1878.

BRUGNATELLI (L.). *Nota sulla composizione di una roccia pirossenica dei dintorni di Rieti*. Boll. R. com. geol. Italia. Roma, 1883. Vol. XIV, p. 314-318.

BUCCA (L.). *Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerite*. Boll. R. com. geol. Italia. Roma. 1886. Vol. XVII, p. 211-223. — *Contribuzione allo ..... vulcani viterbesi*.

Boll. R. Com. geol. ital., 1888, p. 57-63. — *Il monte di Roccamonfina*. Boll. R. Com. geol. ital., 1886. Vol. XVII, p. 245-265.

BULIFON (A.). *Compendio historico dell' incendio del Vesuvio... 1698*. Napoli, 1701.

CALCARA (P.). *Descrizione geologica dell' isola di Ustica*. Estratto dal Giornale letterario, n° 229. Palermo, 1842. Carte géol.

CASSOLA et PILLA. *Lo Spettatore del Vesuvio*... Napoli, 1832.

CHELUSSI (J.). *Alcune rocce di Campiglia*. Boll. d. Soc. geol. italiana, 1895. Vol. XIV, p. 76.

CLERICI (E.). *Resoconto sommario delle escursioni fatte... al Monte Amiata nel settembre 1903*. Boll. d. Soc. geol. italiana. Vol. XXII, p. CXXIX. Roma, 1903. Carte géol.—Nombreux articles sur les dépôts d'eau douce trouvés dans les tufs des volcans romains dans Rendiconti d. R. Accad. d. Lincei, 1893; dans Boll. d. soc. geol. ital., 1887 à 1899 ; dans Boll. com. geol. ital., 1885 à 1890; dans Riv. di Sci. natu. Sienna, 1892. — *Sulla origine dei tufi vulcanici al Nord di Roma*. Rendiconti R. Acc. dei Lincei. Vol. III, 1894. — *Per la storia del sistema vulcanico Vulsinio*. Rendiconti R. Acc. dei Lincei. Vol. IV, 1895. — *Idem*. Aussi dans Atti. d. R. Acc. dei Lincei. Roma, 1895. — *Idem*. Rendic. classe di sci. fis. e mat. Vol. IV, prem. sem., p. 219-226.

CORTESE (E.) et SABATINI (V.). *Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie*. R. Ufficio geologico. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia. Vol. VII. Roma, 1892. Bon ouvrage, 130 pages, 11 figures, 7 planches, 2 tables, 8 cartes géologr. en couleur à 1 : 50 000, 1 à 1 : 500 000.

CORTESE (E.). *L'eruzione di Vulcano veduta nel settembre*. Boll. del R. Com. geol., 1888, n°s 7-8. — (*Sur les tufs de Lipari et ses fossiles*). Boll. com. geol. ital., 1881, p. 501.

DEECKE (W.). *Geologischer Führer durch Campanien*. Berlin, 1901. — *Italien*. Gr.-8°. Berlin, 1898. Biblio. d. Länderkunde. — *Fossa Lupara, Ein Krater in den phlegräischen Feldern*. Zeitsch. d. deut. geol. Gesel., 1888. T. XL, p. 166-181. — *Zur Geologie von Unteritalien*. Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Paläont. Stuttgart, 1891. Band II, p. 286-330, 10 coupes géol.

DEGLI ABBATI (F.). *Del suolo fisico di Roma e suoi contorni; sua origine e sua transformazione*. Cosenza, 1869.

DELL' ERBA (L.) *Considerazioni sulla genesi del piperno*. Att.

d. R. Accad. Sci. fis. e mat. Napoli. Deuxième série, vol. V, nº 3. 1893, 22 pages. — *Studio e considerazioni petrografiche sulla lava dell Arso*... Atti R. Accad. Sci fis. e matem. Napoli, 1895, deuxième série, vol. VII, nº 11, 13 pages.

DOELTER (C.). *Die Vulcangruppe der Pontinischen Inseln.* Denkschr. Kais. Akad. Wissensch. mathem.-naturw. Classe. Wien, 1876. Band XXXVI, p. 141-186. Cartes géol. au 1 : 32 000. Planches, coupes, figures. Traduction dans Memorie... carta geol. d'Italia. Vol. III, première partie. Roma, 1876.

DOLOMIEU. *Voyages aux îles de Lipares.* Paris, 1873.

ESPIN (T.-E.). *The Volcanoes of Central Italy* (?).

FANTAPPIE (L.). Articles sur les minéraux et les « blocs erratiques » de la région ciminienne dans la Rev. min. et crist. ital.. Padova, XXIII, 1900, p. 3 et 49; XX, 1898, p. 14 (fig.); XVI, 1896, p. 82; XVII, 1897, p. 3. Et dans Atti R. Acc. Lincei. Ser. 5, Rendic V, ser. 2, 108. Rome, 1896. — *Contribuzioni allo studio dei Cimini.* Atti d. R. Accad. de Lincei. Cinquième série. Rendiconti classe de sc. fis. mat. et nat. Vol. XII, 1903. Premier semestre, p. 443-451 et 522-529, et deuxième semestre, p. 33-39.

FERRARA (F.). *I Campi flegrei della Sicilia.* Messina, 1810.

FISCHER (Th.). *Italien*, Eine länderkundliche Skizze. In-8°. Hambourg, 1893. *Beiträge zur physischen Geograqhie der Mittelmeerländer, besonders Sicilien.* In-8°. Leipzig, 1877. *Die Sudeuropäischen Hälbinseln in* : KIRCHHOFF, Länderkunde von Europa. II, 2. Vienne, 1893.

FOUQUÉ (F.-A.). *L'Etna.* Revue générale des sciences, janv. 1901. — *Sur l'Etna.* Érupt. 1865. Comp. Rend. Acad. Sci. Paris, 1865.

FRANCHI. *Analisi microscopica di alcuni esemplari di trachite.* Boll. d. Soc. geol. ital. Vol. XIX, p. XXX-XL. Rome, 1900.

FRIEDLANDER (E.) et AGUILAR. *Una visita a Stromboli.* Boll. Soc. nat. Napoli, 1905.

FRIEDLANDER et FRONCO (P.). *Contribuzione alla Geologia delle Isole Pontine.* Boll. Soc. geol. ital. Vol. XXIX, 1900, p. 672-676.

FUCHS. *Monagrafia geologica dell' isola d'Ischia.* Mem. del com. geol. ital. Roma, 1873 (?). Vol. II, première partie.

GALDIERI (A.). *Osservazioni sui terreni sedimentari di Zannone.* Rendic. Accad. Sc. fis. e matem. Napoli, 1905. Troisième série. Vol. XI, p. 38-45. Carte et coupe.

GATTA (L.). *L'Italia, sua formazione, suoi vulcani e terremoti.* Milan, 1882.

GAUDIN (V.-Ch.-Th.) et Baron PIRANO DI MANDRALISCA. *Contribution à la flore fossile italienne.* Le cinquième mémoire traite des tufs volcaniques de Lipari.

GEIKIE (A.). *Recent Studies in old Italian Volcanoes.* Nature, LXIV, p. 103-106, fig. 1901.

GEMMELLARO (C.). *La Vulcanologia dell' Etna.* Atti Accad. Gioenia. Vol. XXXIV. — *Relazione sui fenomeni del nuovo vulcano*, même recueil, vol. VIII.

GIULIANI (G.). *Trattato del Monte Vesuvio.* Napoli, 1632.

GLANGEAUD (Ph.). *Les volcans du Latium et de la Campagne romaine.* Bull. Soc. géogr. Paris, 1901. Tome III, p. 461-471.

GÜNTHER (R.-T.). *Earth-movements in the bay of Naples.* Geogr. Journ. London, 1903. Vol. II, p. 121-149 et 269-289. Carte et nombreuses gravures. Et 1904, vol. II, p. 191-198.

HAMILTON (W.). *Campi Phlegraiei.* Naples, 1776. — (*Sur l'éruption de 1779.*) Philosophical Transactions. T. LXX, p. 42. — *Observations on Mont Vesuvius, Etna and other Volcanoes.* Lettres adressées à The Royal Society. London, 1793.

HEIM (A.). *Der Ausbruch des Vesuv im April 1872.* Bâle, 1873. XV et 52 pages, 4 tables.

HOBBS (W.-H.). *The grand eruption of Vesuvius in 1906.* Journ. of Geol. Chicago, 1906. Vol. XIV, nº 7, october-november, p. 636-655, 14 figures.

HOFFMANN (H.). *Ueber die geognostische Beschaffenheit der Liparischen Inseln.* Ann d. Pogg. Leipzig, 1832. — *Ueber das im Mittelmeere ents. vulc. Eiland.* Ann. d. Pogg. Vol. XXIV.

JANSSEN. *Sur le Stromboli.* Comp. Rend. Ac. Sci. Paris. Tome LXIV.

JERVIS (G.). *Supposed quaternary and since submerged Volcano of Mergellina at Naples.* Mediterranean Naturalist, 1892. — *Guida alle acque minerali d'Italia.* Torino, 1876.

JOHNSTON-LAVIS (H.-J.). *Notes on the Ponza Islands.* Geol. Mag. London, 1889. Vol. XVI, p. 529-535. Coupes. — *The Geology of Monte Somma and Vesuvius, being a study in Vulcanology.* Quart. Journ. Geol. Soc. Londres, 1884. Vol. XL. — *Reports of the Com. ap. for the Inv. of the Volc. Phenomena of Vesuvius and*

Neighbourhood. Brit. Ass. Rep. 1885 à 1894. — *The South Italian Volcanoes*. Naples, 1891. — *Eruptive Phenomena and Geology of Monte Somma and Vesuvius in explanation of the great Geol. Map of that Volcano*. London, 1891. — *The ejected Blocks of Monte Somma*. Trans. Edin. geol. Soc. 1893, Vol. VI, p. 314. — *Idem*, Sci. Trans. R. Dublin Soc. 1894, Deuxième série, p. 259. — *Idem*, Quart. Journ. Geol. Soc. 1884. Vol. XL.

JUDD (J.-W.). *Sur l'éruption de l'Etna en 1874*. Quart. Journ. of geol. Soc. 1889, p. 215. — *Contribution to the Study of Volcanoes*. Geol. Magas. London, 1875. Vol. II. Deux cartes et nombreuses gravures.

KLEIN. *Pétrographie des roches de Verri* (1888). Neu. Jahrb. (?) 1889. Band VI, p. 1-35.

LACROIX (A.). Comp. Rend. Ac. Sci. Paris 1905, p. 141, 575, et 1906, p. 1141. — *L'éruption du Vésuve en avril 1906*. Extrait de la Revue générale des Sciences, 30 octobre et 15 novembre 1906. Paris, 1906. Vingt-huit figures dont une petite carte, 111 pages.

LORENZO (G. de). *Studio geologico del Monte Vulture*. Ouvrage capital. Atti. d. R. Accad. d. Sci. fis. e matem. Napoli, 1901. Deuxième série. Vol. X, n° 1, 208 pages. Une carte géol. à 1 : 100 000. Une planche de coupes géol., 19 coupes et figure géol., deux planches de coupes pétrographiques et cinq planches de vues. — *Geologia e Geografia fisica dell' Italia meridionale*. (L'Italia meridionale. Ricerche e studi pubblicati sotto la direzione di Fr. S. Nitti, n° 1.) Bari, G. Laterza, 1904. In-8°, 242 p., 70 figures. — *Studi di Geologia nell' Apennino meridionale*. Atti R. Accad. Sci. fis. e mat. Napoli, 1897. Deuxième série. Vol. VIII, n° 7. Treize coupes, cartes et figures, 128 pages. — *Reliquie di grandi Laghi Pleistocenici nell Italia meridionale*. Atti R. Accad., 1897. — *I grandi Laghi Pleistocenici delle Falde del Vulture*. Atti R. Accad. Lincei, 1898. Cinq. série. — *Idem*. Rendic. VII, deux. série, p. 326-330, fig. Carte 1 : 500 000. — *The History of Volcanic Action in the Phlegraean Fields*. Quart. Journ. geol. Soc. London, 1904. Vol. LX, p. 296-316. Cartes géol., coupes. — *Un Paragone tra il Vesuvio e il Vulture*. Rendic. R. Acc. Sci. fis. e mat. Naples, 1901. Troisième série. VII, p. 315-320, fig. — *Cratere di Miseno*. Atti R. Accad. Sc. Napoli, 1905. Vol. XIII, n° 1, p. 1-25. Carte géol. — *Idem*. Zeitsch. d. d. geol. Gesells. 1898, et Boll. Soc. Geol. ital.,

4 janv. 1898. — *Attività vulcana nei Campi Flegrei.* Rendic. R. Acc. Sci. 1904,

LORENZO (G. de) et RIVA (C.). *Il Cratere di Astroni nei Campi Flegrei.* Atti d. R. Accad. Sci. fis. e matem. Napoli, 1902. Vol. XI. Deuxième série, nº 8, 87 pages. Une carte géol. à 1 : 25 000. Cinq coupes géologiques, cinq magnifiques planches de vues, une planche de coupes de roches, huit figures diverses. — *Il cratere di Vivara nelle isole Flegrei.* Atti. d. Accad. d. Sci. fis. e matem. Napoli, 1901. Deuxième série. Vol. X, nº 8, 60 pages. Une carte à 1 : 25 000. Trois planches, coupes, figures, gravures. — *Idem.* Atti R. Accad. Sc. Napoli, 1902. Deuxième série. Vol. X, nº 8, p. 22-23.

LOTTI (B.). *Il Monte Amiata.* Boll. R. Com. geol. ital., 1878, p. 251. — *Le roccie eruttive feldspatiche dei dintorni di Campiglia marittima (Toscana).* Boll. R. com. geol. ital. Roma, 1887. Vol. XVIII, p. 27-50. Carte géol. à 1 : 50 000, coupes. — *I giacimenti metalliferi della Tolfa in provincia di Roma.* Torino, 1900. Rassegna Mineraria, XIII, nº 17.

MALLET (R.). *On the Mechanism of Stromboli.* Proc. of the R. S. London, 1874. Paru aussi en italien. Boll. d. Vulc. ital. 1876.

MANASSE (E.). *Rocce trachitiche del cratere di Fondo Riccio nei Campi Flegrei.* Atti R. Acc. d. Lincei. 1902. Cinquième série. Rendic. XI, sem. 1, p. 85-90, 125-130, 208-212.

MATTEUCCI (R.-V.). *Sur l'état actuel des volcans de l'Europe méridionale.* Comp. Rend. Ac. Sci. Paris, 1899. Vol. L, p. 734-37. — *Vesuvio.* Boll. Soc. geol. ital., 1902, p. 413-435.

MELI (R.). *Alcune notizie di geologia riguardina la provincia di Roma.* Boll. Soc. geol. ital. Roma, 1896. Vol. XV, p. 281-287. — *Notizie ed osservazioni sui resti organici rinvenuti nei tufi leucitici della provincia di Roma.* Boll. del R. Com. geol. ital., 1881, p. 428.

MERCALLI (G.). *Geologia d'Italia* (parte tersa). *Vulcani e fenomeni vulcanici.* Grand in-8º. Milano, 1883. — *Le lave antiche e moderne dell' isola Vulcano.* Giornale di mineral... e petrogr... Pavia. 1892. — *Natura delle eruzioni dello Stromboli ed .... attivita sismo-vulcanica nelle Eolie.* Atti della Soc. Ital. di Sc. nat. Vol. XXIV, 30 pages (Milan, 188...). — *Contribuzioni alla geologia delle isole Lipari.* 14 pages. Même Revue. Vol. XXII. — *Sull' eruzione etnea del 22 mazo 1883.* 11 pages. Même Revue,

Vol. XXVI. — *I Vulcani attivi della Terra.* Milan, 1907. Vol. in-8°, 422 pages. Vingt-six planches, quatre-vingt-deux figures. — *Vesuvio.* Boll. Soc. geol. Ital. 1902, p. 197-210. — *Sulla fase eruttiva del Vesuvio cominciata nel Giugno 1891.* Atti d. R. Accad. d. Sci. fis. e matem. Napoli, 1893. Vol. V, deuxième série, 28 pages. Une bonne carte et deux planches. — (*Quelques éruptions antérieures à 1884.*) Atti della Soc. Ital. d. scien. natur. 1884. Vol. XXVII. — *Notizie vesuviane.* Modena, 1900-1903. — *Intorno alla successione dei fenomeni eruttivi del Vesuvio.* Atti del V Congresso geografico italiano. Napoli, 1905. Vol. II, première série, p. 271-280. — *La grande eruzione vesuviana.* Mem. Pontif. Accad. rom. nuovi. Lincei, t. XXIV. — *L'eruzione vesuviana dell' Aprile 1906.* Natura et Arte. Milano, 1906, p. 763. — *L'isola d'Ischia ed il terremoto del 28 Luglio 1883.* Milan, 1884. 56 pages. Une carte à 1 : 50 000 et deux planches. — *Tufi olivinici di S. Venanio.* Milano, 1899. — *Contribuzione allo studio geologico dei vulcani viterbesi.* Mem. Pont. Acc. nuovi Lincei. Roma, 1903, vol. XX, p. 301-334. — *Osservazioni petrogr. geolog. sui vulcani Cimini.* Rend. del R. Istit. Lombardo. Milano, 1889. Deuxième série. Vol. XXII, fasc. III. — *Contribuzione allo studio dell Cimini.* Atti de R. Acc. dei Lincei. Cinq. série, Roma, 1903. — *Note geolog. e sism. sulle isole di Ponza.* Mem. Acc. Sc. fis. e mat. Napoli, 1893 et 1894. Une carte et une gravure.

MICHAEL (R). *Uber Bemerkungen während des Vesuv-Aus bruches im April 1906.* Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesells. Berlin, 1906. Band LVIII, Heft 11. April, mai, juni, p. 121-143. Sept figures.

MIGNANO. *Sabatini.* Zeits. d. deutsch. geol. Gesells. 1902-03, p. 178.

MILLOSEVICH (F.). *Osservazioni mineralogiche sulle metamorfiche dei dintorni di Tolfa.* Boll. Soc. geol. Ital. Roma, 1904. Vol. XXIII, p. 277-291.

MODERNI. *Sabatini.* Boll. R. Com. geol. Ital. 1896. Vol. XXVII. — *Idem.* Boll. Soc. geol. Ital. 1889, X, p. 19, 25. — *Vulcani Vulsini.* Boll. R. Com. geol. Ital. 1903, p. 121, 177, 333, et 1904, p. 22 198, 253. Bibliographie. — *Note geologiche sul gruppo vulcanico di Roccamonfina.* Boll. R. Com. geol. Ital. Rome, 1887. Vol. XVIII, p. 74-99. Carte géol. à 1 : 100 000. — *Il nuovo lago e gli avvallamenti di suolo nei dintorni di Leprignano (Roma).* Boll. R. Com.

geol. Ital. Rome, 1896, vol. XXVII, p. 46-57. — (*Région vulsinienne*). Boll. Com. geol. Ital. 1902-1903, 1904-905.

MONTICELLI et COVELLI. *Storia dei fenomeni del Vesuvio avvenuti negli annni 1821-22-23*. Napoli, 1823 (?)

NEVIANI. *Relazione delle gite... Tolfa nei 1900*.

PAMPALONI (L.). (*Sur les Champs phlégréens*.) Atti d. R. Accad. d. Lincei. Roma, 1899. Rendiconti, cinquième série, 1899, vol. VIII, premier semestre, p. 86-91 et 133-139; 1901, vol. X, premier semestre, p. 151-156.

PALMIERI (L.). *L'incendio vesuviano del di 26 aprile del 1872*. Atti d. R. Accad. d. Sci. fis. e matem. Napoli, 1873. Vol. V, n° 17, 64 pages et cinq planches. — *Annali dell osservatorio vesuviano*. Années 1859-1873. — *Cronica del Vesuvio*. Napoli. 1861, 1862 et 1874. — *Idem*. C. R. Acad. des sciences. Paris, 1861, p. 1232. — *Idem*. Atti d. Accad. d. Sci. fis. e matem. Napoli, 1869 et 1873. — *Il Vesuvio et la sua storia*. Milano, 1880. — *Il Vesuvio dal 1875 al 1895*. Atti R. Accad. Sci. fis. e mat. Napoli, 1897. Vol. VIII, deuxième série, n° 5. 8 pages.

PARETO (L.). *Osserv. geolog. dal Monte Amiata à Roma*. Giorn. Arc. (?) Roma, 1844.

PELLATI (N.). *Travertini della Campagna Romana*. Boll. d. R. Com. geol. Ital. 1882, p. 218. — (*Relation sur la carte géologique de 1903*). Boll. d. R. Com. geol. Ital. 1903.

PHILIPP (H.). *Beobachtungen über die Vesuveruption, April 1906*. Briefliche Mitteilung an den Oberrheinischen geologischen Verein, Sitzung in Wörth. 13 pages et quatre figures.

PHILLIPS (J.). *Vesuvius*. Oxford, 1869.

PONZI (G.). *Osservazioni geologiche sulle provincie di Frosinone e di Villetri*. Atti Acc. Pont. nuovi Lincei. Roma, 1858. — *L'Italia e gli Apennini*. Roma, 1875. — *Descrizione della carte geologica della provincia di Roma*. Atti. d. Accad. dei nuovi Lincei. Roma 1851. — *La Tuscia Romana e la Tolfa*. Mem. R. Accad. dei Lincei, 1876-1877. *I Monti della Tolfa e la regione circostante*. Boll. R. Com. geol. Ital., 1878, p. 34. *Sopra i diversi periodi eruttivi determinati nell' Italia centrale*. Atti d. Accad. pontif. dei nuovi Lincei. Anno XVII. Roma, 1864. — *Osservazioni geologiche sui vulcani Sabatini*. Même recueil, 1863.

POULETT SCROPE. *Ueber Vulkane*. Berlin, 1872. — ***An account of the eruption of Vesuvius in October 1822.*** Quart. Journ. of Sci. London, 1823. Tome XV, p. 175-183.

PREVOST (C.). ***Notes sur l'ile Julia.*** Mem. Soc. geol. de France. Paris 1832.

RICCIARDI (L.). ***Sull' allineamento dei vulcani italiani.*** Reggio-Emilia, 1887. 10 pages et une carte.

RICCO (A.). ***L'eruzione dell' Etna.*** Rome, 1892. — ***La lava incandescente nel cratere centre dell' Etna et fenomeni geodinamici concomitanti.*** Rome, 1894. — ***Eruption de l'Etna de 1892.*** Comp. Rend. Acad. Sci. Paris, 1892. Vol. CXV, p. 687-89.

RIVA (C.). *Sopra due sanidinite dell' Isole Flegrei*... Riv. Min. Crist. ital. Padova, 1901. XXVI, p. 21-34. — ***Osservazioni... Tolfa.*** Atti. Soc. ital. Sci. nat. XXXVII. Milan, 1898. — ***Osservazioni sulle trachiti andesitiche della Tolfa.*** Atti d. Soc. ital. di Sci. nat. Milano, 1897. Vol. XXXVII, p. 269-283. Planche.

RODRIGUEZ (Jose-Santos). ***Note sulle roccie vulcaniche.*** Roma, 1893.

RODWELL (G.-F.). ***Etna. History of the mountain and its eruptions.*** London, 1878.

ROTH (J.) ***Zur Kentniss der Ponza Inseln.*** Sitzungsb. d. k. pr. Ak. Wissensch. XXIX, 1882. — ***Idem.*** Boll. Com. geol. Ital. Roma, 1883, p. 178, 189. — ***Der Vesuv und die Umgebung von Neapel.*** Berlin, 1857.

ROVERETO. ***(Sur l'Etna).*** Boll. Soc. geol. Ital. 1904, p. CLXVI.

RUSCONI (C.). ***L'origine atmosferica dei tufi vulcanici della Campagna Romana.*** Correspondenza scientifica di Roma per l'avanzam. d. sci. Anno XVII, vol. VII, n. 19-20, 1865.

SABATINI (V.). ***Relazione sulle escursioni alle isole pontine...*** Boll. Soc. geol. Ital. Roma, 1898. Vol. XVII, p. XL, LXI. — ***Sulla geologia dell' Isola di Ponza.*** Boll. Soc. geol. Ital. Roma, 1896. Vol. XV, p. 384, 414. Coupe. — ***Descrizione geologica delle isole pontine.*** Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1893. Vol. XXIV, p. 228-267 et 309-329. Carte géol. à 1 : 50 000. Coupes, etc. — ***I Vulcani di San Venanzio.*** Padova, 1899. — ***Il peperino dei Monti Cimini.*** Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1902, p. 245-254. — ***(Sur le Laziale.)*** Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1902-1903, p. 26. — ***(Sur l'Italie centrale)*** Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1899, p. 30-60.

Coupes et figures. — *De l'état actuel des recherches sur les volcans de l'Italie centrale.* C. R. des VIIIe et IXe sessions du Congrès géol. intern. 1900, p. 366-376; 1903, p. 663-684. Deux esquisses, six figures, une carte géol. à 1 : 100 000. — *La pirossenite melilitica di Coppaeli.* Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1903. Vol. XXXIV, p. 376-78, et 1906, vol. XXXVII, p. 317-319. — *Sull' eruzione del Vesuvio dell' Aprile 1906.* Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1906, n° 2, p. 158-162. — *Idem.* Même recueil, n° 3, p. 169-229. Vingt-cinq figures, une table. Carte de la partie SE. du Vésuve à 1 : 25 000. — *Il terremoto di Mignano* (1902). Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1902, p. 178-198. Carte géol. — *I Vulcani dell' Italia centrale et i loro prodotti,* parta prima. *Vulcano Laziale.* Mem. d. Com. geol. Ital. Vol. X. Roma, 1900. Ouvrage capital, XV et 365 pages. Carte géol. à 1 : 75 000. Dix planches, soixante-dix-neuf figures. Coupes dans le texte, bibliographie. — *Relazione sul lavoro eseguito nel periodo 1896-98 e 1899-1903 sui vulcani dell' Italia centrale e i loro prodotti.* Boll. Com. geol. Ital. 1899, p. 30-60 et 1904 p. 179-198. Carte géol. à 1 : 100 000.

SACCO (F.). *L'Apennino sett. e centr.* Atti. R. Acc. Sci. Torino, 1905, p. 126-138. — *Idem,* en vol. de 224 pages. Cartes et figures. Torino, 1904.

SALOMONE (S.). *Le provincie Siciliane studiate sotto tutti gli aspetti.* In-8° Arci-Reale, 1884.

SALVATOR (S. A. I. Louis d'Autriche). *Ustica.* Monographie luxueuse, peu géologique, ne se trouve pas dans le commerce. In-4° de 132 pages, cinquante-neuf planches, une carte à 1 : 10 000. Prague, 1898.

SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN. *Der Aetna.* Leipzig, 1880 et 1882. Ouvrage monumental, 2 vol. in-folio, cartes, coupes et figures.

SCACCHI (A.). *La regione vulcanica fluorifera della Compania.* Mem. del R. Com. geol. Ital. Firenze, 1890. Vol. IV, première partie. Trois tables de carte et coupes. — *Idem.* Atti. d. Soc. fis. e matem. Napoli, 1888. — *Il Vulcanetto di Puccianello.* Atti. d. R. Accad. d. Soc. fisc. e matem. Napoli, 1889. Deuxième série, vol. III. — *Memorie geologiche sulla Campania.* Rendiconti d. R. Accad. d. Sci. fis. e matem. Napoli, 1849-1850.

SCACCHI (A.) et PALMIERI. *Eruzione vesuviane del 1850 e 1855.* — *Della regione vulcanica del Monte Vulture e del Tremuoto.*

SCHLEE. *Die Liparischen Inseln und ihre Vulkane.* Mit. d. Geogr. Gesellsch. in Hamburg, 1906, XXI, p. 202-295. — *Idem.* Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellsch. in Wien, 1905.

SCHMIDT (J.). *Studien über Vulkane und Erdbeben : Santorin, Vesuv, Stromboli, Etna.* Leipzig, 1881.

SCHNEER (J.) et VON STEIN NORDHEIM. *Der Vesuv und seine Geschichte vom C. 79 am 1894* In-8°. Karlsruhe 1895.

SCHNEIDER (C.). *Geologie der Ponza Inseln.* Tschermak's min. u. petr. Mitt. Wien, 1896-1897.

SERAO. *Istoria dell' incendio del Vesuvio accaduto nel 1737.* Napoli, 1740.

SILVESTRI (O.). *Etna, Sicilia e isole vulcaniche adjacenti.* Catane, 1888. — *I fenomeni... Etna... 1863-1867.* Atti. Accad. Gioenia. Catania, 1867. — *Sull' Eruzione dell' Etna... 1883.* Rapp. al R. Gov. Catania, 1883. — *Relazione delle Com. ..... Isola Vulcano 1888.* Annali ufficio cent. di Meteor. e geod. Roma, 1890.

SORRENTINO. *Istoria del Monte Vesuvio.* Napoli, 1734.

SPALLANZANI (L.). *Viaggi alle due Sicilie.* Pavie. 1792-1797. Six volumes. — Traduction française, 1800.

STEFANI (C. de). *I vulcani spenti dell' Apennino settentrional.* Boll. Soc. geol. Ital. Roma, 1891-1892. Vol. X. — *Sulla cronologia dei vulcani della Toscana.* Processi verbali della Societa tosc. di sc. nat. 1878. Pisa, 5 maggio. — *Appunti sopro rocce vulcaniche della Toscana, studiate dal Rosenbuch.* Boll. Com. geol. 1888.

STOPPANI (A.). *Corso di Geologia.* Milan, 1900. Trois. édit.

STRUEVER (G.). *Contribuzione alla mineralogia dei vulcani Sabatini.* Mem. d. R. Accad. dei Lincei. Roma, 1885. Quatrième série, vol. Ier.

TARAMELLI. Atti d. R. Accad. dei Lincei. CCCIII, 1906, p. 462.

TEMPEST ANDERSON. *Volcanic Studies in many lands. — Recent changes in the crater of Stromboli.* Geog. Journ., II, 1905, et Scot. Geog. Mag. VII, 1905.

TITTONI (T.). *Sabatini.* Boll. Soc. geog. Ital. Vol. IV. — *La regione trachitica dell' agra Sabatino e Cerite.* Boll. Soc. geol. Ital. Vol. IV, Roma, 1885, p. 337-376. Carte géol. à 1 : 50 000.

VERRI (A.). *Il Bacino al nord di Roma.* Boll. Soc. geol. Ital. Roma, 1905. Vol. XXIV, p. 195-236 et 710-719. Coupes. — *Rapporti*

tra il vulcano Laziale e quello di Bracciano. Boll. Soc. geol. Ital. Roma, 1903. Vol. XXII, p. 169-180. — *Osservazioni geologiche sui crateri Vulsinii.* Boll. Soc. geol. Ital. Roma, 1888. Vol. VII. — *Note a scritti sul pliocene umbro-sabino e sul vulcan. terreno.* Boll. Soc. geol. Ital. Vol. VIII, 1890. — *Il Monte Amiata.* Boll. Soc. geol. Ital. Vol. XXII, 1903, p. 9-39 et 361-62. Carte géol. — *Note per la storia del volcano Laziale.* Boll. Soc. geol. Ital. Vol. XII, 1893, p. 39-80 et 559-585. Carte. — *I vulcani Cimini.* Atti della reale Accademia dei Lincei, 1872, in-8°. Troisième série; Memorie della classe di scienze fis., mat. et nat. Roma, 1880. Vol. VIII, p. 3-34. Carte géol. à 1 : 250 000 et coupe.

VIOLA (C.). *I principali tipi di lave dei vulcani Ernici.* Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1902, p. 104-124. Quatre tables. — *Osservazioni geologiche... nella valle del Sacco in provincia di Roma, e studio petrografico di alcune roccie.* Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1896. Vol. XXVII, p. 4-36. Une carte géolog. à 1 : 200 000, quatre coupes à 1 : 100 000.

VOM RATH (G.). *Der Vesuv.* Berlin, 1873. — *Ueber einen Besuch der Insel Ponza.* Sitzungsb. Niederrhein. Gesells. Natur- und Heilkunde. Bonn, 1886. — *Idem.* Zeitsch. d. deutsch. geol. Gesells. XVII Band, 1865, p. 277-310 et 399-422, trois cartes. — *Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien.* Même revue, XVIII, p. 487-643. Trois planches. — *Voir* aussi même revue de 1868, 1870, 1871, 1872...

WAGNER. *Sur le Vésuve.* Ber. in Abh. de nat. Gesells. in Dresden. 1905. — *Der Stromboli in Mai 1906.* Centralbl. für Min., Geol. u. Paläont. Stuttgart, 1906.

WALTHER (J.). *I volcani sottomarini del Golfo di Napoli.* Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1886. Vol. XVII, p. 360-369. Carte et coupe.

WALTHER (J.) et SCHIRLITZ (P.). *Studien zur Geologie des Golfes von Neapel.* Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. Berlin, 1886. Band XXXVIII, p. 295-341.

WASHINGTON (H.-S.). *Italian Petrological Sketches.* Journ. of Geol. Chicago. Vol. IV, 1896, p. 541-567, 826-850, et vol. V, 1897, p. 34-50, 241-257, 349-378. — *Some Analyses of Italian Volcanic Rocks.* Americ. Journ. of. Sc. New Haven. Vol. VIII, 1899, p. 286-294, et vol. IX, 1900, p. 44-54.

WEGNER (Th.). *Beobachtungen über den Ausbruch des Vesuv im April 1906*. Centralbl. für Min., Geol. u. Paläont. Stuttgart, 1906, n° 16, p. 506-518, sept figures.

WILLIAMS (J.-F.). *Ueber den Monte Amiata in Toscana und seine Gesteine*. Neu. Jahrb. f. Miner., Geol. u. Paläont. Stuttgart, 1887. V Beilage-Band, p. 381-450. Carte hypsom. 1 : 50 000, trois gravures. Extrait dans le Boll. R. Com. geol. Ital. Roma, 1887. Vol. XVIII, p. 285-301.

ZEZI (P.). *Osservazioni geologiche... nei dintorni di Ferentino e di Frosinone*. Boll. R. Com. geol. ital. Roma, 1876.

Les précieux renseignements, sur la forme et l'activité des volcans italiens et siciliens, contenus dans les œuvres des classiques et des auteurs du moyen âge sont cités, copiés ou résumés dans les ouvrages précédents : il est inutile de mentionner ici ces sources. De plus, des pages excellentes se trouvent dans les traités et ouvrages généraux de géologie et de minéralogie : Suess, Lyell, Lapparent, Haug, Rinne, etc., etc... En outre, la plupart des périodiques géologiques et géographiques, littéraires mêmes, du monde entier et spécialement d'Europe et d'Italie contiennent une foule de petits articles, relations de voyages, expériences sur terrain ou en laboratoire, hypothèses sur les causes ou les relations des éruptions, etc.. , concernant les volcans d'Italie et de Sicile.

CARTES ET RELIEFS.

Carte géologique internationale de l'Europe au 1 : 1 500 000.

Carta geologica del Regno alla sexla di 1 : 100 000, publiée par le *R. Ufficio geologico italiano*. Des 272 feuilles dont se composera cette carte, plus de 60 sont terminées, parmi lesquelles la Sicile entière (Mer de Sicile, Etna, Monts Hybléens, Eolie et Ustica) les Calabres, la Basilicate, les Pouilles, la Province romaine et la Toscane méridionale (Laziale, Sabatini, Cimini, Tolfa et Cerveteri, partie S. de Vulsini).

Geological Map of Monte Somma and Vesuvius, par Johnston-Lavis, à 1 : 10 000. En 6 feuilles. 1880-88.

Carta topographica del Regno alla scala di 1 : 100 000, par l'Institut géographique militaire italien.

Cono Vesuviano au 1 : 10 000, par l'Institut géographique militaire italien, 1900.

Consulter aussi la bibliographie aux noms Baldacci, Cortese, Doelter, Günther, Judd, Lorenzo, Lotti, Mercalli, Moderni, Ricciardi, Sabatini, Salvator, Scacchi, Tittoni, Verri, Viola, Walther et Williams.

La plupart des volcans italiens sont aussi représentés en relief à 1 : 20 000 ou à 1 : 25 000; Laziale, Vésuve, Ischia, Vulcano entre autres.

Extrait des Statuts

de la Société d'Astronomie belge

ARTICLE 1er. — La Société a pour but la vulgarisation et l'enseignement mutuel de l'Astronomie et des sciences qui s'y rattachent (Météorologie, Physique du Globe, Géodésie). Ses efforts tendent non seulement à développer ces sciences, mais encore à provoquer et à faciliter les recherches de tous ceux qui désirent entreprendre des études dans cet ordre d'idées.

Pour sa formation et son extension, on fait appel à tous, au nom de la Science et du Progrès.

ART. 22. — Pour devenir membre Titulaire et recevoir toutes les publications de la Société, il faut adresser une demande écrite au Président (1), être présenté par deux Membres et être admis par le Bureau. La cotisation est de 10 francs par an.

ART. 6. — Le titre de Membre Protecteur sera conféré aux personnes désireuses de créer des ressources à la Société pour lui permettre d'étendre et de multiplier ses travaux scientifiques. Leur cotisation annuelle sera d'au moins 25 francs.

ART. 7. — Le titre de Membre Fondateur sera conféré aux personnes qui auront contribué à la prospérité de la Société par un versement de 500 francs au moins, effectue en une ou plusieurs annuités, ou par le don de livres ou instruments utiles à la Société.

Tous les membres jouissent des mêmes droits; toutefois les Membres Fondateurs figurent perpétuellement en tête des listes alphabétiques, et reçoivent gratuitement, pendant leur vie, toutes les publications de la Société.

---

(1) 21, rue des Chevaliers, Bruxelles

BRUXELLES, IMP. VVE FERD. LARCIER, 26-28, RUE DES MINIMES.

